

В. А. ШВОЛЬМАН

Тектоническое  
развитие  
Памира  
*в меловом  
и палеогеновом  
периодах*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. А. ШВОЛЬМАН

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ  
РАЗВИТИЕ ПАМИРА  
В МЕЛОВОМ  
И ПАЛЕОГЕНОВОМ  
ПЕРИОДАХ

*Труды, вып. 302*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1977

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V. A. Shvolman

## TECTONIC DEVELOPMENT OF THE PAMIRS IN CRETACEOUS AND PALEOGENE

*Transaction, vol. 302*

---

В монографии впервые рассмотрены строение и структурное положение меловых и палеогеновых отложений всего Памира. Среди них выделен ряд фашиальных комплексов. На основе фашиального анализа реконструирована тектоническая обстановка, существовавшая в мелу и палеогене. Показано, что основные этапы проявления графитоидного магматизма связаны с главными стадиями развития структуры. На основании изучения соотношения меловых и палеогеновых отложений с более древними и структурного положения сделан вывод о завершении формирования основных черт покровно-складчатой структуры Памира не раньше середины неогена. Намечены критерии для разделения складчатых систем памирского типа и областей эпиплатформенного орогенеза. Работа рассчитана на широкий круг геологов различных профилей. Табл. 1 Илл. 52. Библ. 213 назв.

Редакционная коллегия:

академик *A.B. Пейве* (главный редактор),  
*B.Г. Гербова, B.A. Крашенинников, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *M.B. Муратов*

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev*

Responsible Editor

Corresponding member *M.V. Mouratov*

## ВВЕДЕНИЕ

Памир занимает своеобразное положение в Средиземноморском складчатом поясе (Муратов, 1965). На тектонической карте Евразии, составленной под редакцией А.Л. Яцишина, он целиком отнесен к Альпийской складчатой области, но некоторые особенности развития значительно отличают его от типичных районов этой области (Альпы, Кавказ, Карпаты и др.). В частности, на Памире нет мел-палеогенового флиша и эвгеосинклинальных мезозойских формаций, однако сравнительно широко распространены красноцветные и пестроцветные породы среди образований, перекрывающих юрские морские осадки. Последнее как будто указывает на возникновение складчатой системы на Памире к началу или середине мелового периода.

С другой стороны, структурные соотношения меловых и более древних отложений оставались неясными, имелись сведения о молодом возрасте гранитоидного магматизма и метаморфизма в некоторых районах Памира и о существовании здесь покровных структур, приведших к сближению различных фациальных зон верхнего палеозоя и мезозоя.

Чтобы решить спорный вопрос о времени главной складчатости на Памире и об изображении его на сводных тектонических картах, необходимо было выяснить основные черты его развития в меловом и палеогеновом периодах и сравнить их с главными особенностями одновременного развития Тянь-Шаня как области эпиплатформенного орогенеза и расположенных к западу районов Альпийской складчатой области.

В предлагаемой вниманию читателей монографии последовательно описаны эволюция представления о тектоническом положении Памира в системе окружающих его складчатых сооружений; его до-меловая тектоническая история; тектоническое развитие в мелу и палеогене Дарваз-Заалайской (внешней) зоны, а также Юго-Восточного и Центрального Памира; мезозойский и кайнозойский гранитоидный магматизм; в заключение дана общая характеристика мел-палеогенового этапа тектонической истории, определено его значение в формировании складчатой области на Памире и произведено сопоставление мелового и палеогенового развития Памира и Тянь-Шаня, а также некоторых структур более западных частей Альпийской складчатой области; сделан вывод о месте Памира в системе окружающих его складчатых сооружений и намечены некоторые критерии разграничения и тектонического районирования областей эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза.

Работа выполнена в Геологическом институте АН СССР под руководством М.В. Муратова, которому автор выражает искреннюю благодарность.



Полевые исследования проводились в тесном сотрудничестве с М.С. Дюфуром и С.В. Руженцевым, а также при постоянном обмене мнениями с Г.С. Аверьяновым, Т.Ф. Андреевой, И.В. Архиповым, В.Т. Горбатком, Г.С. Воскоянцем, Ш.Ш. Деникаевым, В.И. Дроновым, А.Х. Кафарским, Б.К. Кушлиным, Э.Я. Левеном, А.М. Месхи, В.Н. Овчаренко, Ю.Б. Пейкрой, Е.А. Успенской, А.Я. Фроленковой и многими другими.

Совместная работа, обмен мнениями и сделанные замечания существенно облегчили решение стоявших перед автором задач. Поэтому он весьма признателен всем за оказанное ему содействие.

Особое значение для автора имели периодические консультации с А.Л. Яншиным, которому он глубоко признателен за постоянное внимание к предпринятому исследованию.

Автор благодарен Л.А. Зверевой за большую помощь, оказанную ею при техническом оформлении предлагаемой вниманию читателей работы.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ПАМИРА

Положение Памира в системе окружающих его складчатых сооружений обсуждается в литературе свыше 120 лет.

Вначале, когда о геологии Памира ничего не было известно, его положение пытались определить, исходя из особенностей орографии этой области, сведения о которой, кстати, также были весьма приблизительны.

Так, А.Ф. Гумбольдт (1915) в середине 40-х годов прошлого столетия в схеме расположения среднеазиатских хребтов показал на месте Памира меридиональный хр. Болор, считая его стержневым хребтом Памиро-Тянь-Шаньской горной страны, соединяющим Тянь-Шань с Гималаями.

Ф. Рихтгофен (Richthofen, 1877) рассматривал Памир как место сочленения двух по-разному направленных горных систем.

Исключительное значение для определения тектонического положения Памира имели исследования Д.Л. Иванова (1883, 1884а,б, 1885, 1886) и К.И. Богдановича (1891а,б). Они впервые проанализировали связь орографии с геологией в изученных ими районах. Д.Л. Иванов обратил внимание на совпадение между направлением памирских хребтов и простираением тектонических элементов. Преобладающими простираениями на Памире он считал широтные. Однако на востоке они осложнены более молодыми структурами северо-западного направления, а на западе – северо-восточного, причем последние имеют подчиненное значение.

К.И. Богданович отметил разницу в положении молодых складок в Западном и Восточном Куньлуне. Он объяснял ее разным по ориентировке боковым давлением: в Западном Куньлуне оно шло с юго-запада, а в Восточном – с северо-востока.

По мере поступления материалов по геологии Средней и Высокой Азии появляются работы, анализирующие соотношения горноскладчатых систем этого региона. Пожалуй, первой такой работой была сводка И.В. Мушкетова (1915), как бы подводящая итог исследованиям второй половины XIX в. В ней сформулирована идея о дугах Средней Азии, которые представляют собой совокупность разных по величине складок, выпуклых к югу и вогнутых к северу. В систему этих дуг он включил также структуры Памира и Гиндукуша. Им были намечены две главные эпохи складчатости. При этом дугообразность структур Тянь-Шаня и Памира И.В. Мушкетов связывал с более молодой складчатостью. Он не отделял в историко-тектоническом смысле Памиро-Алай от Тянь-Шаня, хотя и указывал, что в этих системах "горообразовательные силы" проявились по-разному.

Таким образом, к концу XIX – началу XX в. сложилось представление о Памире как части обширной горно-складчатой системы Тянь-Шаня.

Рождение иных взглядов на место Памира среди окружающих его областей было положено работами Д.В. Наливкина (1916) и Г. Гайдна (Hayden, 1916). Эти исследователи высказывают идею о дугообразном изгибе геологических структур Памира, выпуклая сторона которого обращена к северу.

Г. Гайдн установил зональное строение Памира и отметил переход структур южной части Сарыкольского хребта в Каракорум.

Д. В. Наливкин выделил четыре "полосы" – зоны: две, сложенные метаморфическими породами и две – осадочными. Он продолжил намеченные им зоны в Куньлунь и Каракорум на востоке и в Бадахшан – на западе. На его схеме отчетливо видно как бы срезание памирскими структурами структур Алайского хребта.

В результате работ Г. Гайдна и Д. В. Наливкина возникло мнение о тесной тектонической связи Памира с Куньлуном и Каракорумом и самостоятельности его структур по отношению к Тянь-Шаню.

Р. Клебельсберг (Klebelsberg, 1922) отметил существование между Памиром и Алаем двух крупных тектонических нарушений. Северное из них он рассматривал как тектоническую границу между горными системами Памира и Тянь-Шаня и назвал "Вахшским сбросом". Южный разлом Р. Клебельсберг считал надвигом палеозойских пород на расположенные к северу от него отложения мезозоя и кайнозоя.

Исследования Р. Клебельсберга конкретизировали картину тектоники области сочленения Памира и Тянь-Шаня. Они на многие десятилетия определили пути изучения сложнейшего вопроса о геологической границе между двумя крупнейшими районами Центральной Азии. Выделенные им разломы и сейчас относятся к важнейшим структурным элементам Памиро-Алая.

Интересным дополнением к работе Р. Клебельсберга является морфолого-тектоническая карта Средней Азии, опубликованная в вышедшей в 1921 г. книге Ф. Махачека (Machatschek, 1921). Здесь наряду с разломами, отмеченными Р. Клебельсбергом, показаны как наблюдаемые (!) тектонические нарушения по границе Восточного Памира с Куньлуном, т.е. возрождена идея Д. И. Иванова о тектоническом ограничении Памира с востока молодыми структурами.

С 1915 г. наступает 12-летний перерыв в изучении Памира. Однако в этот период появляется ряд работ, посвященных геологии Средней Азии и соседних территорий, в которых обобщаются накопленные данные как по геологии Памира, так и главным образом по прилежащим районам Средней Азии. В них на новой основе рассматривается вопрос о тектоническом положении Памира в системе геологических структур Средней и Высокой Азии. Причем, пожалуй, впервые к анализу в полной мере привлекаются историко-геологические материалы.

Первой в этом ряду необходимо отметить работу Д. И. Мушкетова (1919) "О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем". Она как бы подводила итог изучению этих областей, проведенному до Октябрьской революции. Очевидно, не зная о результатах исследований Р. Клебельсберга, Д. И. Мушкетов резко не противопоставляет Памир Тянь-Шаню. Наоборот, он указывает на переход структур Тянь-Шаня в Заалайский хребет путем плавного поворота их в "ферганской флектуре". Д. И. Мушкетов впервые выдвинул в этой работе идею о влиянии на образование дугообразных структур Памира и "ферганской флексуры" жесткой глыбы Индостана. Он относит Памир к Тетису, так как здесь распространены более глубоководные, чем севернее, фации морских отложений мезозоя. Алайский хребет он считает лишь периферической частью этого обширного бассейна геосинклинального осадкообразования. Таким образом, уже в этой первой обобщающей работе намечается если не структурное, то историко-тектоническое противопоставление Памира Тянь-Шаню.

Следующей крупной сводкой, в которой обсуждены результаты исследований советской Средней Азии, была книга Д. В. Наливкина (1926) "Очерк геологии Туркестана". Поддерживая идею И. В. Мушкетова (1915) о дугообразном строении тектонических элементов Средней Азии, Д. В. Наливкин также выделяет три группы дуг, но вкладывает в них более глубокое содержание. Дуги, выделяемые И. В. Мушкетовым, – это в основном молодые структурные единицы, отражающие заключительные этапы тектонического развития охваченной ими территории. Дуги, выделяемые Д. В. Наливкиным, различаются по времени и

интенсивности проявлений в них складчатости. Д.В.Наливкин указал на постепенное уменьшение во времени интенсивности складчатости в северном и северо-восточном направлениях, что, по его мнению, было связано с приближением к окраине Ангарского материка. Дольше всего пластичность сохранили южные дуги, охватывающие Памир. Благодаря активному проявлению здесь альпийской складчатости оказались перекрытыми по надвигу герцинские структуры Алайского хребта, которые не имеют продолжения в Заалае, а срезаются складками в породах мезозоя и кайнозоя. В книге Д.В.Наливкина впервые Памир противопоставлен Тянь-Шаню и по структурным и по историко-тектоническим признакам.

Дальнейшее развитие идеи, изложенные в работе Д.В.Наливкина 1926 г., получили после его маршрутных исследований на Памире в 1927 г. В экспедиции принимали участие В.И.Попов, П.П.Чуенко и Г.Л.Юдин. В сделанном после этих маршрутов обзоре геологии Памира и Бадахшана (Наливкин, 1932) впервые намечена схема стратиграфии с выделением отложений всех возрастов, за исключением кембрийских. Специально отмечено широкое распространение мезозойских отложений, обнаружены молодые, в том числе альпийские, интрузии, установлена местами значительная метаморфизация мезозойских и даже палеогеновых пород. В итоге подтвердился, ранее в большой мере предполагавшийся, более молодой возраст памирских структур по сравнению с тяньшаньскими.

В целом к началу 30-х годов было отвергнуто представление о Памире как тектоническом аналоге Тянь-Шаня и Урала, получили признание тектоническая граница между этими областями и структурное единство Памира с регионами, расположенными к западу, востоку и югу, в которые вместе с Памиром образуют "синтаксис" северо-западных Гималаев (Wadia, 1931). К этому времени новые данные позволили представить в полном объеме сложность строения и истории развития Памира как части Альпийского складчатого пояса. Подобная сложность диктовала необходимость более детального изучения этой узловой во многих отношениях области.

В 1931 г. организуется Таджикская комплексная экспедиция (ТКЭ), преобразованная в 1932 г. в Таджикско-Памирскую экспедицию (ТПЭ). Организация этих экспедиций знаменовала собой начало систематического изучения Памира, которое с разной интенсивностью продолжается до сих пор.

Работы ТПЭ проводились до 1938 г. В ней принимала участие большая группа геологов: И.Г.Баранов, П.А.Борнеман, А.Р.Бурачек, П.Д.Виноградов, Г.П.Горшков, И.Е.Губин, М.Н.Дингельштедт, Г.А.Дуткевич, П.П.Ермаков, А.К.Жерденко, Н.В.Ионин, Н.С.Каткова, С.И.Клунников, А.П.Марковский, Д.И.Мушкетов, Д.В.Наливкин, А.П.Недзвецкий, Д.В.Никитин, В.А.Николаев, С.К.Овчинников, К.М.Паффенгольц, А.В.Пейве, В.И.Попов, В.П.Ренгартен, А.А.Сауков, А.В.Хабакон, Н.П.Херасков, П.К.Чихачев, П.П.Чуенко, М.И.Шабалкин, Г.Л.Юдин и многие другие.

Обилие накопленного фактического материала, естественно, заставило заново пересмотреть положение Памира в системе структур Средней Азии. Однако единодушия в этом вопросе достигнуто не было.

Основные итоги экспедиции изложены в работах Д.В.Наливкина (1936), В.А.Николаева (1936), А.П.Марковского (1936). Все исследователи единодушны в признании дугообразного строения основных тектонических элементов Памира, которые на западе продолжают в Дарваз, а на востоке - в Куньлунь. Однако мнения о времени возникновения дуг и роли в этом процессе альпийских движений расходятся. Отсюда вытекает различное толкование тектонических соотношений Памира и Южного Тянь-Шаня.

Д.В.Наливкин противопоставляет Памир Южному Тянь-Шаню. Первый он относит к системе южных дуг, где весьма интенсивно проявились киммерийские и альпийские движения, создавшие молодую горную страну. Второй включен в центральные дуги, где основной была герцинская складчатость. В новейшее время на огромной территории центральных и северных дуг Средней Азии возник "пояс глыбовых поднятий", омоложивший рельеф этих древних горных

сооружений. Одновременно Д.В. Наливкин отмечает, что нельзя провести резкую палеогеографическую границу между отдельными дугами, наоборот, на отдельных этапах их развития в них устанавливались сходные условия осадкообразования. Такие условия, например, существовали в верхнем мелу и палеогене.

В.А. Николаев делит Памир на два самостоятельных региона: Северный, принципиально не отличающийся в своем развитии от Южного Тянь-Шаня, и Центральный и Южный с основной киммерийской складчатостью. Границу между ними по значению он сравнивает с выделенной им же главной тектонической линией, разделяющей герцинский и каледонский регионы Тянь-Шаня. Существенной разницы в происхождении современной структуры Памира и Тянь-Шаня, по его мнению, нет. Она возникла благодаря альпийским движениям, переработавшим более ранние структуры.

А.П. Марковский, по-видимому, соглашаясь с мнением В.П. Ренгартена (1934, 1935) о принадлежности Памира к окраинной зоне геосинклинали Тетиса, тем не менее считает, что принципиальной разницы в его строении и строении Южного Тянь-Шаня нет. Поэтому он отрицает значение южной границы Северного Памира, придаваемое ей В.А. Николаевым. Происхождение современного рисунка структур Алайской системы и Памира, по А.П. Марковскому, — результат длительного развития, основное значение в процессе которого имели варисские и киммерийские движения, однако проявившиеся как на юге (Памир), так и на севере (Тянь-Шань). Альпийские блоковые движения имели второстепенное значение в формировании дуг, они не создали, не переработали их, а лишь усложнили.

В перечисленных статьях Д.В. Наливкина, В.А. Николаева и А.П. Марковского изложены те основные идеи, которые лежат в основе рассуждений о тектоническом положении Памира до сих пор. Особенно интенсивно они обсуждались в 30-х — начале 40-х годов.

В целом к 40-м годам выкристаллизовались две точки зрения на тектоническое положение Памира, одновременно с единодушным признанием его зонального дугообразного строения.

Согласно первой из них, отраженной, в частности, в работах В.И. Попова (1938), И.Е. Губина (1940, 1943), О.С. Вялова (1943) и С.И. Клунникова (1943), весь Памир, вместе с прилегающими к нему с востока и запада областями, принадлежит Альпийскому складчатому поясу, так как в его пределах энергично проявились молодые (киммерийские и альпийские) складчатые движения. Однако большинство исследователей, придерживающихся этой точки зрения, считают, что в доальпийские эпохи Памир вместе с Тянь-Шанем входил в единую область варисцид. Только О.С. Вялов высказал мнение о том, что Памир и Тянь-Шань принадлежали с самого начала их развития как подвижных областей к разным "орогенам", разделенным платформой.

Исследователи, поддерживающие вторую точку зрения, четко сформулированную Б.А. Петрушевским (1940), подчеркивают зональное строение Памира. Они считают, что различие в строении и развитии отдельных зон Памира больше, чем отличие его от расположенных к северу регионов. По их мнению, северные зоны относятся к областям варисской складчатости, а южные — к киммерийской. Альпийские движения на Памире носят второстепенный характер. Такое представление вызвано отсутствием типично геосинклинальных осадочных и магматических образований мела и кайнозоя, преобладанием континентальных фаций среди осадочных отложений этого времени и данными о слабой дислоцированности последних. Таким образом, первая точка зрения основана главным образом на структурных соображениях, а вторая — на историко-геологических.

40-е годы ознаменовались началом систематических детальных исследований геологии Памира, которые особенно развернулись после окончания Великой Отечественной войны. С этого времени на территории Памира проводится государственная геологическая съемка, сопровождающаяся тематическими работами. Основная роль в этом по праву принадлежит Памирской экспедиции Геологического управления Таджикистана.

С 40-х и в начале 50-х годов исследования проводились и на соседних с Памиром территориях Куньлуня и Каракорума.

Приток фактического материала вызвал появление новых работ, посвященных как строению отдельных регионов, так и историко-тектонической связи между ними.

В целом вторая половина 40-х и 50-х годов была временем осмысливания новых фактов в свете идей, высказанных главным образом в предыдущем десятилетии. Главным по-прежнему оставался вопрос о том, к складчатой области какого возраста принадлежат зоны - дуги Памира. Как и раньше, существовали две точки зрения по этому поводу: одни исследователи были склонны относить весь Памир к Альпийскому складчатому поясу, другие Северный Памир относили к герцинидам, а Южный и Центральный - к области киммерийской складчатости. Обсуждение этих вопросов привело к некоторым новым обобщениям.

Изучение геологии Куньлуня и Каракорума позволило Н.А. Беляевскому (1947а,б, 1949) связать их развитие с Памиром и применить взгляды В.А. Николаева к истолкованию тектоники этих регионов.

В работе П.Д. Виноградова и А.П. Марковского (1951) проводится идея о заметной перестройке варисских структур Памира в альпийский орогенетический цикл, а северопамирские зоны выделяются в антиклинорий в альпийской структуре. Зона Центрального Памира рассматривается как сильно сжатый синклиниорий киммерийско-альпийского возраста. Основной фазой складчатости, создавшей веерообразный Памиро-Гиндукушский антиклинорий, считается предлейсовая.

М.М. Кухтиков (1955, 1956) одним из первых высказывает мысль о тектонических границах между зонами Памира, выделенными более ранними исследователями. Эти границы он относит к категории краевых разломов.

Обобщение богатого фактического материала геологических съемок дало возможность Б.П. Бархатову (1959) детализировать тектоническое районирование Памира.

Анализ тектоники Центральной Азии привел В.М. Силицына (1955, 1956, 1957) к выводу о широком распространении в ее пределах торцового сочленения между отдельными "структурно-орографическими" зонами. В связи с этим дугообразное строение тектонических зон Памира он объяснил пересечением на его территории двух систем древних структурных швов.

Рассмотрение структурных соотношений Памира и Тянь-Шаня заставило Н.М. Силицына (1959) выделить на их границе особую пограничную Памиро-Алайскую подвижную зону, которая от типичной геосинклинали отличается, по его мнению, главным образом отсутствием вулканизма.

Исследуя тот же вопрос о структурной связи Памира и Тянь-Шаня, Л.Н. Смирнов (1955) "косой стык" центральных и южных дуг в понимании Д.В. Наливкина пытался связать с большей тектонической активностью последних в области стыка, обусловившей преобладание здесь соответствующих направлений.

В 1961 г. выходит статья М.С. Дюфура, в которой он возвращается к мысли В.А. Николаева о принципиальном значении границы между Северным и Центральным Памиром. По его мнению, она является северным рубежом альпийских структур Тетиса. М.С. Дюфур конкретизировал и уточнил представления Н.А. Беляевского о продолжении систем Каракорума и Куньлуня на Памире. В.А. Николаев и другие сторонники его точки зрения считали, что граница между Северным и Центральным Памиром сохраняла значение лишь в эпоху киммерийских складчатостей, тогда как альпийские движения проявились по всей территории Памира более или менее однообразно. М.С. Дюфур пришел к выводу, что эта граница является главной тектонической линией Памира и сохраняла свое значение и в течение альпийского (позднемелового - кайнозойского) тектогенеза.

Развивая дальше идею о главной тектонической линии, Б.П. Бархатов (1961) относит Северный Памир к Урало-Тянь-Шаньскому складчатому поясу, а Цент-

сооружений. Одновременно Д.В. Наливкин отмечает, что нельзя провести резкую палеогеографическую границу между отдельными дугами, наоборот, на отдельных этапах их развития в них устанавливались сходные условия осадкообразования. Такие условия, например, существовали в верхнем мелу и палеогене.

В.А. Николаев делит Памир на два самостоятельных региона: Северный, принципиально не отличающийся в своем развитии от Южного Тянь-Шаня, и Центральный и Южный с основной киммерийской складчатостью. Границу между ними по значению он сравнивает с выделенной им же главной тектонической линией, разделяющей герцинский и каледонский регионы Тянь-Шаня. Существенной разницы в происхождении современной структуры Памира и Тянь-Шаня, по его мнению, нет. Она возникла благодаря альпийским движениям, переработавшим более ранние структуры.

А.П. Марковский, по-видимому, соглашаясь с мнением В.П. Ренгартена (1934, 1935) о принадлежности Памира к окраинной зоне геосинклинали Тетиса, тем не менее считает, что принципиальной разницы в его строении и строении Южного Тянь-Шаня нет. Поэтому он отрицает значение южной границы Северного Памира, придаваемое ей В.А. Николаевым. Происхождение современного рисунка структур Алайской системы и Памира, по А.П. Марковскому, — результат длительного развития, основное значение в процессе которого имели варисские и киммерийские движения, одинаково проявившиеся как на юге (Памир), так и на севере (Тянь-Шань). Альпийские блоковые движения имели второстепенное значение в формировании дуг, они не создали, не переработали их, а лишь усложнили.

В перечисленных статьях Д.В. Наливкина, В.А. Николаева и А.П. Марковского изложены те основные идеи, которые лежат в основе рассуждений о тектоническом положении Памира до сих пор. Особенно интенсивно они обсуждались в 30-х — начале 40-х годов.

В целом к 40-м годам выкристаллизовались две точки зрения на тектоническое положение Памира, одновременно с единодушным признанием его зонального дугообразного строения.

Согласно первой из них, отраженной, в частности, в работах В.И. Попова (1938), И.Е. Губина (1940, 1943), О.С. Вялова (1943) и С.И. Клунникова (1943), весь Памир, вместе с прилегающими к нему с востока и запада областями, принадлежит Альпийскому складчатому поясу, так как в его пределах энергично проявились молодые (киммерийские и альпийские) складчатые движения. Однако большинство исследователей, придерживающихся этой точки зрения, считают, что в доальпийские эпохи Памир вместе с Тянь-Шанем входил в единую область варисцид. Только О.С. Вялов высказал мнение о том, что Памир и Тянь-Шань принадлежали с самого начала их развития как подвижных областей к разным "орогенам", разделенным платформой.

Исследователи, поддерживающие вторую точку зрения, четко сформулированную Б.А. Петрушевским (1940), подчеркивают зональное строение Памира. Они считают, что различие в строении и развитии отдельных зон Памира больше, чем отличие его от расположенных к северу регионов. По их мнению, северные зоны относятся к областям варисской складчатости, а южные — к киммерийской. Альпийские движения на Памире носят второстепенный характер. Такое представление вызвано отсутствием типично геосинклинальных осадочных и магматических образований мела и кайнозоя, преобладанием континентальных фаций среди осадочных отложений этого времени и данными о слабой дислоцированности последних. Таким образом, первая точка зрения основана главным образом на структурных соображениях, а вторая — на историко-геологических.

40-е годы ознаменовались началом систематических детальных исследований геологии Памира, которые особенно развернулись после окончания Великой Отечественной войны. С этого времени на территории Памира проводится государственная геологическая съемка, сопровождающаяся тематическими работами. Основная роль в этом по праву принадлежит Памирской экспедиции Геологического управления Таджикистана.

С 40-х и в начале 50-х годов исследования проводились и на соседних с Памиром территориях Куньлуня и Каракорума.

Приток фактического материала вызвал появление новых работ, посвященных как строению отдельных регионов, так и историко-тектонической связи между ними.

В целом вторая половина 40-х и 50-х годов была временем осмысливания новых фактов в свете идей, высказанных главным образом в предыдущем десятилетии. Главным по-прежнему оставался вопрос о том, к складчатой области какого возраста принадлежат зоны - дуги Памира. Как и раньше, существовали две точки зрения по этому поводу: одни исследователи были склонны относить весь Памир к Альпийскому складчатому поясу, другие Северный Памир относили к герцинидам, а Южный и Центральный - к области киммерийской складчатости. Обсуждение этих вопросов привело к некоторым новым обобщениям.

Изучение геологии Куньлуня и Каракорума позволило Н.А. Беляевскому (1947а,б, 1949) связать их развитие с Памиром и применить взгляды В.А. Николаева к истолкованию тектоники этих регионов.

В работе П.Д. Виноградова и А.П. Марковского (1951) проводится идея о заметной перестройке варисских структур Памира в альпийский орогенический цикл, а северопамирские зоны выделяются в антиклинорий в альпийской структуре. Зона Центрального Памира рассматривается как сильно сжатый синклинорий киммерийско-альпийского возраста. Основной фазой складчатости, создавшей веерообразный Памиро-Гиндукушский антиклинорий, считается преальпийская.

М.М. Кухтиков (1955, 1956) одним из первых высказывает мысль о тектонических границах между зонами Памира, выделенными более ранними исследователями. Эти границы он относит к категории краевых разломов.

Обобщение богатого фактического материала геологических съемок дало возможность Б.П. Бархатову (1959) детализировать тектоническое районирование Памира.

Анализ тектоники Центральной Азии привел В.М. Силицына (1955, 1956, 1957) к выводу о широком распространении в ее пределах торцового сочленения между отдельными "структурно-орографическими" зонами. В связи с этим дугообразное строение тектонических зон Памира он объяснил пересечением на его территории двух систем древних структурных швов.

Рассмотрение структурных соотношений Памира и Тянь-Шаня заставило Н.М. Силицына (1959) выделить на их границе особую пограничную Памиро-Алайскую подвижную зону, которая от типичной геосинклинали отличается, по его мнению, главным образом отсутствием вулканизма.

Исследуя тот же вопрос о структурной связи Памира и Тянь-Шаня, Л.Н. Смирнов (1955) "косой стык" центральных и южных дуг в понимании Д.В. Наливкина пытался связать с большей тектонической активностью последних в области стыка, обусловившей преобладание здесь соответствующих направлений.

В 1961 г. выходит статья М.С. Дюфура, в которой он возвращается к мысли В.А. Николаева о принципиальном значении границы между Северным и Центральным Памиром. По его мнению, она является северным рубежом альпийских структур Тетиса. М.С. Дюфур конкретизировал и уточнил представления Н.А. Беляевского о продолжении систем Каракорума и Куньлуня на Памире. В.А. Николаев и другие сторонники его точки зрения считали, что граница между Северным и Центральным Памиром сохраняла значение лишь в эпоху киммерийских складчатостей, тогда как альпийские движения проявились по всей территории Памира более или менее однообразно. М.С. Дюфур пришел к выводу, что эта граница является главной тектонической линией Памира и сохраняла свое значение и в течение альпийского (позднемелового - кайнозойского) тектогенеза.

Развивая дальше идею о главной тектонической линии, Б.П. Бархатов (1961) относит Северный Памир к Урало-Тянь-Шаньскому складчатому поясу, а Цент-



ральный и Южный Памир – к Кавказско-Гималайскому поясу. Граница между палеозойским и мезо-кайнозойским орогенами Средней Азии проходит по Акбайтальскому краевому разлому.

Эту же мысль Б.П. Бархатов проводит и в своих последующих работах 1962-1966, 1968 и 1971 гг. В Памиро-Гималайском секторе Азии к мезокайнозойскому геосинклинальному поясу Тетиса, по мнению Б.П. Бархатова (1966), принадлежит только Гиндукуш-Каракорумская складчатая система, включающая Центральный и Южный Памир. Памир с другими частями Гиндукуш-Каракорумской системы "объединяет одновременность завершения последнего геосинклинального режима (конец мела – начало палеогена)" (Бархатов, 1966, стр. 300).

Несмотря на включение Б.П. Бархатовым южной половины Памира в альпийскую складчатую систему, главным в его пределах он считает не кайнозойские, а киммерийские движения и сопровождавший их магматизм, солидаризируясь в этом отношении со взглядами В.А. Николаева (1936).

Сходных взглядов придерживается и Н.Г. Власов (1969).

Полную поддержку взгляды В.А. Николаева (1936) находят в работах Д.П. Резвого. Он относит Северный Памир к областям палеозойской складчатости, а Центральный и Южный Памир – к мезозойской (Резвой, 1959). Граница между ними проходит по Акбайтальско-Упрангскому глубинному разлому (Резвой, 1964). Весь Памир вместе с Куньлунем, Каракорумом, Гималаями, Тибетом и Тянь-Шанем "входит в состав мощного единого новейшего поднятия" (Резвой, 1961, стр. 287). Д.П. Резвой (1961) первый предложил рассматривать все зоны складчатой области Гималаев в качестве вовлеченного в новейшее поднятие края Индостанской платформы.

По-иному рассматривает тектоническое положение Памира Б.А. Петрушевский (1961). Несмотря на то что он по-прежнему (Петрушевский, 1940) считает основными в формировании структуры Памира движения палеозойского и мезозойского времени, он все же относит его к области альпийской складчатости из-за тесной историко-тектонической связи памирских структур со структурами северного Афганистана, которые, в свою очередь, переходят в альпийские сооружения Копетдага. Альпийские структуры Памира отделены от герцинид Южного Тянь-Шаня Заалайской приразломной складчатой зоной. Своеобразие тектоники и геологической истории Памира Б.А. Петрушевский объясняет наличием Индо-Памирской меридиональной глубинной тектонической зоны.

Новая и оригинальная точка зрения на тектоническое положение Памира в системе окружающих его складчатых горных сооружений изложена в работе М.В. Муратова и И.В. Архипова (1961). Они считают, что Памир целиком принадлежит к Альпийскому складчатому поясу Евразии (рис. 1).

Весь Памир построен по единому структурному плану, отличающемуся от расположения главных структурных элементов более северных частей Средней Азии и северо-западного Китая. На востоке структуры Памира срезаются системой глубинных разломов северо-западного направления, определяющих соответствующие простирания тектонических элементов Куньлуна. Эта система на северо-западе продолжается в зоне Талассо-Ферганского разлома, а на юго-востоке через Каракорум протягивается в верховья р. Инд. Указанная серия глубинных разломов рассматривается М.В. Муратовым и И.В. Архиповым как крупный региональный тектонический шов, являющийся одной из главнейших структурно-тектонических единиц Центральной Азии.

Северной границей Памира М.В. Муратов и И.В. Архипов считают субширотную систему глубинных разломов, расположенную между Каракульским разломом на юге и Вахшским сбросом на севере. Причем Каракульский разлом на востоке срезается тектоническим швом, а Вахшский сброс, пересекая шов, протягивается далеко на восток, где отделяет герциниды Южного Тянь-Шаня от древнего Таримского массива.

Две зоны глубинных разломов образуют естественные границы, отделяющие герцинские складчатые структуры Южного Тянь-Шаня и Куньлуна от значительно более молодых сооружений Памира.

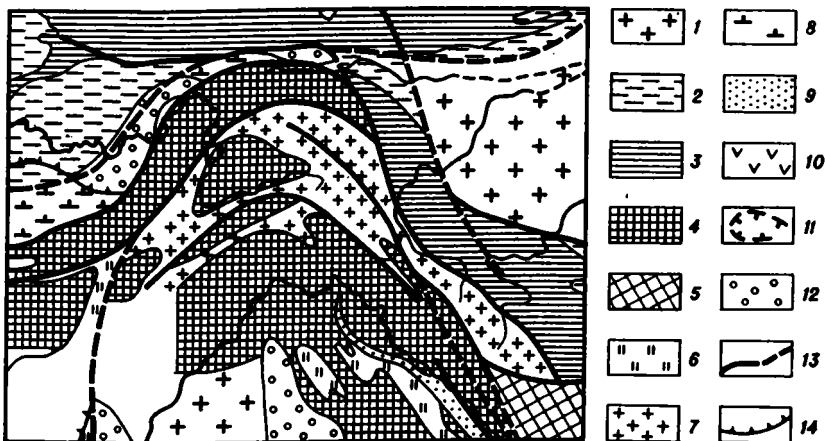


Рис. 1. Историко-тектоническая схема юго-западной части Азии (фрагмент), по М.В. Муратову и И.В. Архипову (1961)

1 - древние платформы; 2 - эпикаледонские и эпигерцинские платформы, покрытые осадочным чехлом; 3 - выходы на поверхность складчатого основания эпипалеозойских платформ. Альпийский мезо-кайнозойский геосинклинальный пояс: 4 - выступы складчатого основания срединных массивов герцинского возраста и ядра антиклинорий, сложенных палеозоем и докембрием; 5 - Тибетский срединный массив; 6 - область распространения мезозойских и кайнозойских преимущественно карбонатных отложений; 7 - триасовые, юрские и нижнемеловые геосинклинальные прогибы с эффузивами; 8 - геосинклинальные прогибы, образовавшиеся в триасе и юре с частично континентальным осадконакоплением, продолжавшимся до середины мела; 9 - флишевые геосинклинальные прогибы, образовавшиеся в верхнем мелу - среднем эоцене; 10 - проявления вулканизма в меловых и палеогеновых геосинклинальных прогибах; 11 - межгорные впадины; 12 - краевые прогибы; 13 - глубинные краевые разломы; 14 - северо-афганская флексура

Памир располагается в месте резкого сужения Альпийского пояса, которое авторы именуют "Памиро-Каракорумским отрезком", находясь на его западном окончании. "По своей структурной связи и по основным чертам истории развития Памиро-Каракорумский участок является прямым продолжением более западной части Альпийского пояса" (Муратов, Архипов, 1961, стр. 111).

Куьнлунь авторы рассматривают как выступ палеозойского основания этого пояса, тектонический аналог Скифской плиты.

Главным отличием Памиро-Гималайского отрезка от более западных частей пояса М.В. Муратов и И.В. Архипов считают то, что во "флишегенную", или "зрелую" и "последнюю" (Муратов, 1963), стадию формирования геосинклинального комплекса, в конце нижнего мела или в его начале, отрезок был сильно приподнят и осадконакопление на его территории было сокращено, тогда как западнее в это время геосинклинальное развитие достигло своего апогея.

После опубликования статьи М.В. Муратова и И.В. Архипова появляется ряд работ, посвященных дальнейшему рассмотрению и развитию разных сторон высказанной ими идеи о тектоническом положении и особенностях развития Памира.

А.В. Пейве, В.С. Буртман, С.В. Руженцев и А.И. Суворов при анализе тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии (Буртман и др., 1963; Пейве и др., 1964) пришли к заключению о ведущей роли горизонтальных движений в формировании его современной структуры. В связи с этим тектонический шов, выделенный М.В. Муратовым и И.В. Архиповым, они рассматривают как систе-

му правосторонних сдвигов, главными из которых являются Тянь-Шань-Кунь-луньский и Памиро-Каракорумский.

Как и В.А. Николаев, данные исследователи рассматривают Памир как район, где соприкасаются две разновозрастные области складчатости (герцинская и мезозойская), которые до возникновения сдвигов образовывали единые с соответствующими зонами Куньлуня и Каракорума дугообразные структуры. Специфику Памира по сравнению со структурами, находящимися к востоку от Памиро-Каракорумского шва, они видят в энергичном проявлении в его пределах наложенной альпийской складчатости, которая привела к перекрытию по надвигам герцинских структур прилегающей части Южного Тянь-Шаня.

Проявление альпийской складчатости на Памире вызвано активным перемещением к северо-западу западного крыла Памиро-Каракорумского сдвига.

Детальное обоснование этих идей сделано С.В. Руженцевым (1968б) на примере тектонического развития Восточного Памира.

В 1965 г. Н.А. Беляевским опубликована статья, посвященная геологии Каракорума, где получают дальнейшее развитие выводы, впервые сделанные им в работах конца 40-х годов.

Северный Памир по-прежнему относится к зоне варисской складчатости Куньлуня.

Центральный и Юго-Восточный Памир являются частью зоны Каракорума, ограниченной на севере Упрангским, а на юге Шиокским разломами. Причем Центральный Памир, отделенный с юга от Юго-Восточного Рушанско-Пшартским разломом, выклинивается на востоке, в районе долины р. Ташкурган, из-за слияния его южной тектонической границы с Упрангским разломом. Структурным аналогом Центрального Памира в Каракоруме является "Суруквартская зона", расположенная на 200-250 км юго-восточнее, в долине р. Яркенд-Дарья. "Отрыв" Суруквартской зоны от Центрального Памира Н.А. Беляевский связывает с вероятным перемещением к югу Куньлуня вдоль Упрангского разлома.

Для "геосинклинали Каракорума" характерно отсутствие крупных несогласий и внутриформационных перерывов до валанжина включительно. Основная складчатость здесь произошла в предальбское время и сопровождалась внедрением значительных масс гранитоидов. Эту складчатость Н.А. Беляевский, вслед за Г. де Терра (Terра; 1932а), предлагает называть "каракорумской". Затем наступает стадия геосинклинали развития, в которую Каракорум "ничем существенно не отличался от Куньлуня и Тянь-Шаня" (Беляевский, 1965, стр. 69).

М.В. Муратовым в 1965 г. опубликована работа, посвященная складчатым поясам Евразии, в которой Памир целиком отнесен к Альпийской геосинклинальной области Средиземноморского складчатого пояса, а Куньлунь — к эпипалеозойской платформе северной периферии этого пояса.

В то же время Куньлунь принадлежит к Центрально-Азиатскому "эпиформенному орогенному поясу", расположенному "за пределами альпийских геосинклинальных поясов" (Муратов, Хаин, 1968, стр. 49).

Близкие выводы на тектоническое положение Памира содержатся в статье Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1968).

А.В. Пейве (1969), развивая концепцию о происхождении современной структуры Альпийско-Гималайского складчатого пояса в результате латерального перекрытия мезозойского океанического бассейна северными краями Африкано-Аравийской и Индостанской платформ, по-прежнему относит весь Памир к этому поясу, но выделяет в его пределах две резко различные по происхождению части. Северный Памир отнесен к альпидам, несогласно наложенным на рифейско-палеозойское складчатое основание, а структуры Центрального и Южного Памира образовались при надвигании северной периферии Индостанской платформы на нижнемезозойский океан Тетис. Поэтому палеозойские и мезозойские отложения, распространенные на Центральном и Южном Памире, относятся к платформенному или миогеосинклинальному типам.

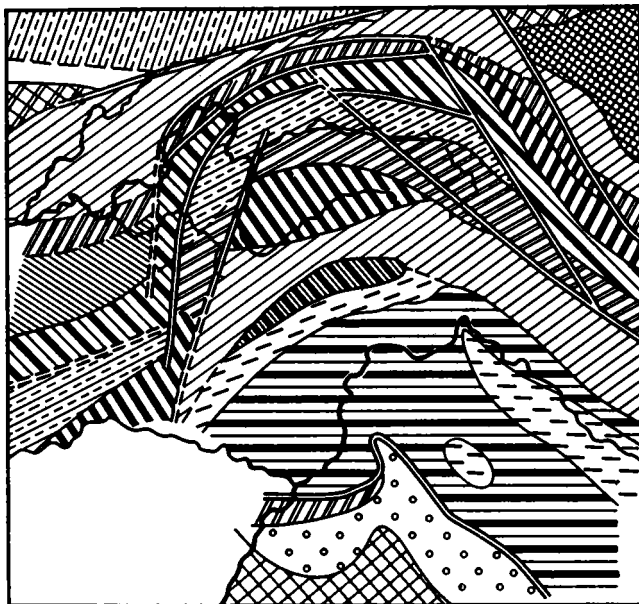


Рис. 2. Схема тектонической зональности области Памирского сжатия, по С.А. Захарову и др. (1964).

Двойной линией показаны разломы с многокилометровой амплитудой (установленной или предполагаемой) горизонтального смещения по ним; одинаковой штриховкой отмечены зоны, имевшие сходную историю развития

Сходных представлений о вторичном происхождении современной структуры Памира придерживается С.А. Захаров (1970), выдвинувший гипотезу зонного тектогенеза, по которой главную роль в тектонических процессах играют два фактора: периодически подвергающиеся зонной плавке мантийные пояса, фиксированные относительно координатной сетки, и тангенциальные усилия, стремящиеся сдвинуть земную кору. По С.А. Захарову (1970; Захаров и др., 1964) первичными структурами на Северном Памире являются позднегерцинские, а на Центральном и Южном – позднемезозойские. Все тектонические зоны Памира продолжают на запад и восток, хотя их взаимное расположение и искажено постумными движениями. На востоке они смещены к северу вдоль Памиро-Каракорумского сдвига, а на западе – вдоль Бадахшанской зоны сдвигов (рис. 2).

В своих последних работах В.Е. Хаин (1969) снова подчеркивает ведущую роль герцинских (для Северного Памира) и позднекиммерийских (для Центрального и Юго-Восточного Памира) движений в создании структуры Памира, возникшей на раздробленной континентальной коре. По его мнению, сформированные здесь более ранние структуры были лишь активизированы альпийским орогенезом, благодаря которому в них проявились альпийские дислокации, метаморфизм и внедрились небольшие массивы гранитоидов. Таким образом, они вошли неотъемлемой частью в состав Альпийского геосинклинального пояса.

Разобранные выше работы показывают, что с начала 60-х годов намечается качественно иной подход к анализу тектоники Памира. Если раньше в этом анализе в основном преобладало либо структурное, либо формационное направление, то теперь появляются попытки понять тектоническое положение Памира, исходя из синтеза главных особенностей его структуры и формаций. Причем намечаются четыре основные точки зрения.

Согласно первой, по структурной связи и основным чертам развития весь Памир принадлежит к Альпийской складчатой области, а особенности распро-

страненных здесь формаций связаны с его тектоническим положением. Такого мнения, например, придерживаются И.В. Архипов, М.В. Муратов.

По второй точке зрения, лучше всего отраженной в работах А.В. Пейве с сотрудниками и С.В. Руженцева, на Памире соприкасаются две разновозрастные складчатые системы – герцинская и мезозойская с соответствующим набором формаций. Тем не менее весь Памир принадлежит к Альпийской складчатой области из-за повсеместного проявления интенсивных наложенных альпийских движений.

Третья точка зрения изложена наиболее полно в работах Б.П. Бархатова и М.С. Дюфура. Они считают, что Памир состоит из двух разновозрастных складчатых систем. К Альпийскому складчатому поясу принадлежит только его южная половина, так как только здесь киммерийско-альпийские движения имели решающее структурообразующее значение. Северный Памир относится к типичным герцинидам.

Наконец, согласно последней точке зрения, яркими представителями которой являются Н.А. Беляевский и Д.П. Резвой, Памир – это часть грандиозного новейшего орогенического поднятия, охватившего с олигоцена обширные области Азии. Оно в равной степени вовлекло в движения регионы с весьма неодинаковой предысторией. В частности, на Памире им были захвачены области палеозойской (Северный Памир) и мезозойской (Центральный и Южный Памир) консолидации.

Легко заметить, что разница приведенных выше точек зрения заключается в неодинаковой оценке сравнительного структурообразующего значения киммерийских и альпийских движений и характера тектонического режима на территории Памира в верхнем мезозое и палеогене, отраженного в составе соответствующих осадочных и магматических образований.

Очевидно, чтобы приблизиться к более глубокому пониманию и правильной оценке тектонического положения Памира, в настоящее время необходимо внимательно проанализировать его развитие в послеюрские эпохи. Действительно, это время наиболее активной жизни альпийских геосинклиналей, в течение которого они приобрели те черты, которые позволили выделить особый, альпийский, этап в развитии подвижных поясов Земли.

На Памире с окончанием юрского периода также совпадает перелом в его тектоническом развитии, хотя внутреннее содержание наступившего за ним этапа не совпадает полностью с тем, что происходило в это время в других районах Альпийского складчатого пояса. Однако такая синхронность в смене этапов не может быть случайной. Поэтому изучение послеюрского этапа развития Памира приобретает особое значение, так как в сущности от типа развития в это время зависит отнесение Памира к складчатой области того или иного возраста.

## ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ ПАМИРА И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В ДОМЕЛОВЫЕ ПЕРИОДЫ

Рассмотренные ниже зоны выделены по данным предыдущих исследователей. В основу тектонического районирования положена схема И.Е.Губина (1943), которая пользуется широким признанием, пожалуй, у большинства исследователей. С севера на юг на территории Памира расположены следующие зоны, различающиеся типом тектонического развития (рис.3).

Дарваз-Заалайская (внешняя) зона расположена между Вахшским надвигом на севере и Каракульским надвигом на юге. Она находится на границе между Памиром и Тянь-Шанем. Поэтому на ее развитие, несомненно, оказала влияние палеозойская складчатая область последнего и ее нельзя рассматривать как типично памирскую структуру. Однако также очевидна структурная связь внешней зоны с Памиром и воздействие его на многие процессы, происходившие здесь. Вследствие этого необходимо хотя бы вкратце охарактеризовать тектоническое развитие данной территории. Детали строения, геологической истории и положения внешней зоны в современной структуре региона рассмотрены в многочисленных работах (Григорьев, 1958; Силицын, 1959; Губин, 1960; Власов, 1961; Леонов, 1961; Кафарский, Пьякьянов, 1963; Левен, 1971; и др.).

Во внешней зоне распространены главным образом отложения мезозоя и кайнозоя. Поэтому ее домезозойская история неясна. Возможно, внешняя зона образовалась на месте "плашдарной" зоны, в понимании О.С.Вялова (1943), либо существовавшего с силура Каратегинского поднятия (Попов, 1938), либо обособившегося со среднего карбона Туркестано-Алайского поднятия (Резвой, 1959). Во всяком случае верхнепермские отложения, подстилающие мезозойские породы в ряде мест тыловой части зоны, прилегающей к границе с Северным Памиром, заметно отличаются от одновозрастных образований, распространенных на территории последнего. Их состав указывает на постепенное ослабление контрастности, уменьшение амплитуды тектонических движений и образование области размыва к концу позднепермской эпохи. Действительно, нижняя часть разреза сложена морскими пестроокрашенными преимущественно глинисто-алевроитовыми породами видимой мощностью несколько сотен метров, а верхняя - также пестрыми, но в основном карбонатными породами мощностью около 200 м.

Движения на границе палеозоя и мезозоя не сопровождались значительными дислокациями, так как мезозойские породы налегают на верхнепермские образования, хотя и с размывом, но в большинстве случаев без заметного углового несогласия.

В раннем триасе отрицательные структуры возникли на юго-западе внешней зоны. Контрастность создавших их движений была выше, чем в поздней перми, так как карбонатно-глинистые осадки предыдущего этапа сменились терригенными, в составе которых преобладают грубозернистые песчаники морского и прибрежно-морского происхождения.

С начала среднетриасовой эпохи происходило резкое усиление дифференцированных движений на фоне общего воздымания территории. При этом морские

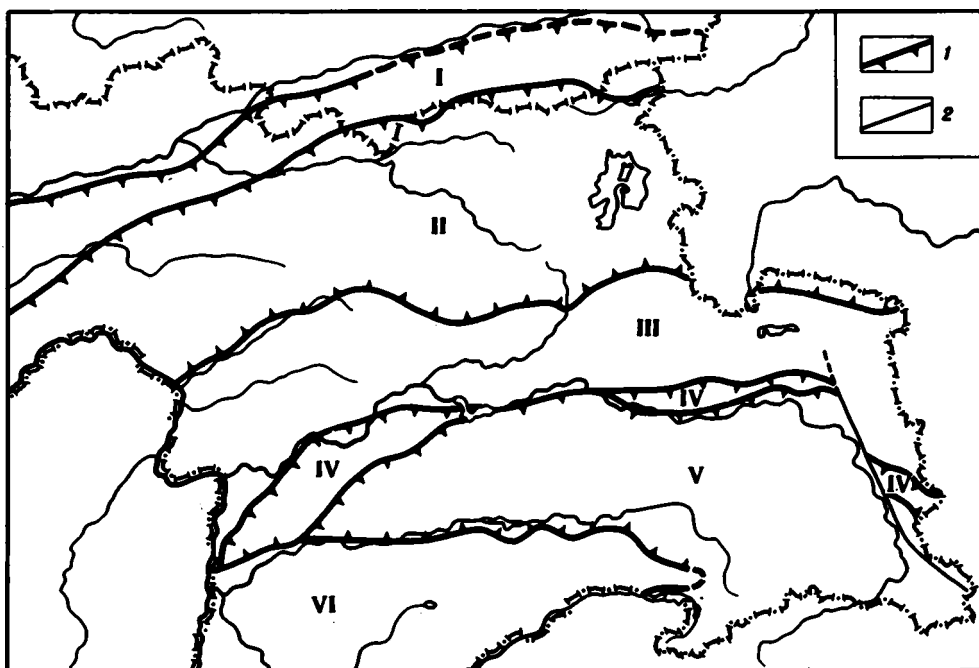


Рис.3. Основные тектонические зоны Памира

I - Дарваз-Заалайская (внешняя); II - Северного Памира; III - Центрального Памира; IV - Рушанско-Пшартская; V - Юго-Восточного Памира; VI - Юго-Западного Памира; 1 - межзональные разломы - надвиги; 2 - прочие разломы

осадки сменялись континентальными (в Заалайском хребте с примесью туфогенного материала). Наиболее контрастными движения были в районе хребтов Петра I и Заалайского, где накопились толщи, в составе которых главная роль принадлежит конгломератам. Обломки в конгломератах состоят из пород, распространенных на Северном Памире.

К началу лейаса на юго-западе эти движения привели к общему поднятию и перерыву в осадконакоплении, которое быстро сменялось новым погружением на фоне сравнительно пологого рельефа с образованием сероцветных, преимущественно песчаных, в средней части угленосных, отложений мощностью около 400 м.

На территории хребтов Петра I и Заалайского лейасовые движения были гораздо энергичней и сопровождалась обильной вулканической деятельностью с излияниями лав андезито-базальтового состава в структурах, унаследованных от предыдущего этапа. Они обусловили накопление мощных сравнительно грубых эффузивно-терригенных толщ.

В конце лейаса эти движения ослабели, и в догтере и мальме повсеместно образовались в основном песчано-глинистые отложения, большая часть которых сформировалась в лагунных условиях.

Таким образом, условия морской седиментации на фоне спокойного и постепенно затухавшего прогибания сохранились во внешней зоне до конца пермского периода. На границе палеозоя и мезозоя здесь не удастся обнаружить следов интенсивных складчатых дислокаций. В течение триаса и юры наиболее энергичные и контрастные движения происходили в той части зоны, отложения которой сейчас распространены в хребтах Петра I и Заалайском. Однако и здесь устанавливается их постепенное ослабление к концу юрского периода.

Следует подчеркнуть, что в течение рассмотренного отрезка времени структуры внешней зоны развивались почти непрерывно и в едином плане, а снос в них обломочного материала происходил с территории Северного Памира.

Зона Северного Памира занимает обширную территорию между Каракульским надвигом на севере и Таньмасским надвигом на юге. В ее пределах встречаются карбонатные, терригенные и вулканогенные образования всех систем палеозоя, а на западе и докембрия. Несмотря на результаты, полученные при исследовании Северного Памира Б.П. Бархатовым (1963), Н.Г. Власовым (1959, 1961), С.С. Карапетовым и Э.Я. Левеном (1961), Э.Я. Левеном, А.Х. Кафарским (1965), Е.Ф. Романько, Э.Я. Левеном, Э.З. Таировым (1961), Ю.А. Сорокиным (1961, 1963), Е.Ф. Романько (1963), А.Х. Кафарским и И.В. Пыжьяновым (1963), Э.Я. Левеном (1963, 1965, 1971, 1974), Н.Г. Власовым и Г.В. Гниловским (1969), Э.С. Чернером (1974) и другими, многие детали палеозойской истории этого региона еще неясны.

Однако имеющиеся данные о составе и мощностях палеозойских отложений позволяют говорить о том, что на Северном Памире в палеозое существовал нормальный геосинклинальный режим, благодаря которому здесь накопились отложения соответствующей формационной принадлежности. Такая обстановка особенно четко фиксируется для среднего и верхнего палеозоя. Действительно, в течение раннекаменноугольной эпохи сформировались, с одной стороны, мощные вулканогенно-осадочные толщи эвгеосинклинального облика, а с другой – не менее мощные морские терригенные образования.

На рубеже раннего и среднего карбона, вероятно, наступил перерыв в седиментации, сопровождавшийся местами складчатостью и становлением интрузий габбро-плагиогранитовой формации на северо-западе зоны. После этого перерыва, в среднекаменноугольную эпоху, темп развития отрицательных структур резко снизился. Значительно сократилось и количество участвующего в осадкообразовании эффузивного материала. Поэтому средний и, по-видимому, верхний карбон можно рассматривать как время некоторого "тектонического затишья".

С начала раннепермского времени вновь усилилась интенсивность тектонических движений, что способствовало возникновению разного тектонического режима в северных и южных районах Северного Памира. На севере в это время формировались мощные толщи песчано-карбонатно-глинистых флишеподобных осадков, включающих местами массивы рифогенных известняков, а на юге, в центральных частях Северного Памира, происходило накопление в основном диабазово-андезитоидно-рифогенных образований и пород аспидной формации на южной периферии.

В позднепермскую эпоху Северный Памир, очевидно, вступил в стадию формирования складчатой системы на месте существовавших ранее геосинклинальных прогибов. На севере этот процесс завершился в перми. Он сопровождался гранитоидным магматизмом и накоплением красноцветной молассы. На юге зоны в конце перми прекратилось накопление морских осадков в центральных частях Северного Памира и появились интрузии плагиогранитов на западе. Формирование складчатой структуры завершилось становлением гранитоидов каракульского типа (Буданов, 1964). Эти гранитоиды имеют абсолютный возраст от 231 до 152 млн. лет (Лутков и др., 1969), т.е. их образование произошло в триасовом и юрском периодах.

В мезозое и кайнозое Северный Памир играл роль активно развивающегося краевого поднятия, влиявшего на седиментацию в соседних зонах (Архипов, Швольман, 1966). При альпийском тектогенезе его структуры, по-видимому, подверглись значительной переработке, что привело, по крайней мере в крайних частях, к дислокациям северопамирских пород в едином плане с мезозойскими и кайнозойскими отложениями прилежащих зон и к частичному перекрытию последних по надвигам (Руженцев, 1962, 1964; Пейве и др., 1964; Дюфур и др., 1965).

Зона Центрального Памира ограничена с севера Таньмасским надвигом (Дюфур, 1961; Карапетов, 1962, 1964а), а с юга – Рушанско-Пшартским (Дронов, 1964). Она обладает чрезвычайно сложным строением с широким развитием лежащих складок и покровных структур, которые рассмотрены, например, в работах К.Н. Паффенгольца и М.И. Шабалкина (1936),



Э.Я. Левена (1963, 1964), С.В. Руженцева (1964, 1965, 1968а,б, 1970а,б), М.С. Дюфура и др. (1965). Вопросы стратиграфии и истории геологического развития Центрального Памира с учетом новейших данных затрагиваются как в уже перечисленных исследованиях, так и в статьях и монографиях Э.Я. Левена (1959, 1960), М.С. Дюфура (1962, 1972; Дюфур и др., 1968, 1970), Б.П. Бархатова (1963), Г.С. Воскоянца (1962, 1963), С.С. Карапетова (1960, 1961, 1963а,б,в, 1964б), Б.Р. Пашкова (1962, 1964), В.И. Дронова (1963б, 1964, 1965; Дронов и др., 1964), Б.К. Кушлина (1963), Б.П. Бархатова и Г.Г. Мельника (1964), С.П. Кириллова (1964), Г.П. Крейденкова и В.А. Распопина (1969), В.И. Дронова и Э.Я. Левена (1971), Г.С. Воскоянца и В.И. Дронова (1972) и многих других.

Расшифровку геологической истории Центрального Памира сильно затрудняет сложнейшая альпийская тектоника. Обычно в его пределах различаются аллохтонные и автохтонные фаши разновозрастных отложений. Однако зачастую автохтонные образования сами интенсивно дислоцированы и смещены со своего первоначального положения, т.е. в действительности представляют собой параавтохтон. Поэтому распределение автохтонных фаций на площади в современной структуре лишь весьма условно можно принимать за отражение их первоначального взаимного расположения.

Таким образом, несмотря на результаты, полученные перечисленными выше исследователями, а также наблюдения, сделанные в маршрутах по различным районам Центрального Памира, расшифровать ход домелового геологического развития этого региона можно только в самых общих чертах.

Состав разновозрастных отложений, встречающихся на территории Центрального Памира, приводит к заключению, что в его пределах на протяжении всего фанерозоя скорее всего преобладали миогеосинклинальные, временами близкие к платформенным условия, возможно, установившиеся здесь с позднего докембрия.

В кембрии – раннем ордовике были широко распространены преимущественно карбонатные отложения. В среднем и позднем ордовике преобладало терригенное осадконакопление, в течение которого сформировались мощные (до 5000 м) толщи песчано-глинистых пород.

В силуре и девоне активность тектонических процессов, по-видимому, ослабела, так как среди фаунистически обоснованных отложений этого возраста преобладают карбонатные породы сравнительно небольшой мощности.

В конце девона – начале карбона резко усилилась дифференциация тектонических режимов на отдельных участках Центрального Памира. В это время, с одной стороны, возникла терригенная толща, обладающая всеми признаками аспидной формации, а с другой – накапливались разновозрастные карбонатные отложения. Такие условия сохранились до конца среднего карбона.

На границе среднего и позднего карбона снова наступила смена тектонической обстановки, сопровождаемая перерывом в седиментации, так что более молодые отложения ложатся на подстилающие трансгрессивно и с местными небольшими угловыми несогласиями. С позднего карбона и до конца пермского периода, вероятно, повсюду на Центральном Памире отлагались относительно мелководные и маломощные известняки, свидетельствующие о весьма спокойном режиме в это время. Только в перми он нарушился всплшкой незначительной по масштабам вулканической деятельности, сопровождавшейся излиянием основных лав, превращенных в настоящее время в альбитофиры и порфириды, и появлением местных перерывов на востоке, отмеченных горизонтами пород, содержащих бокситы.

На границе палеозоя и мезозоя часть территории Центрального Памира, вероятно, была выведена из-под уровня моря, что вызвало накопление бокситоносных пород, встречающихся в основании триасовых отложений на востоке этого района. Однако в целом условия для накопления преимущественно карбонатных осадков продолжали сохраняться в течение раннего и среднего триаса. Правда, в это время появились первые признаки нарушения однообразия тектонической обстановки, так как триасовые отложения, с одной стороны, пред-

ставлены осадками некомпенсированных прогибов, а с другой – рифогенными известняками.

В позднем триасе седиментация преимущественно карбонатных осадков сменялась накоплением терригенных отложений флишеидного типа, обладающих ритмичным строением и содержащих гиероглифы на плоскостях напластования. Судя по органическим остаткам, эти отложения формировались в прибрежно-морских условиях на обширных площадях Центрального Памира.

В конце позднего триаса усилились различия в развитии частных структур, что сказалось в неодинаковом характере перехода от триасовой к юрской седиментации. Эти различия послужили В.И. Дронову (Андреева, Дронов, 1972) основанием для выделения нескольких структурно-фациальных "зон" в юрском периоде. По изложенным выше причинам эти зоны скорее всего надо рассматривать как структуры, сложенные различными фациальными комплексами юрских отложений, пространственные соотношения между которыми вряд ли сохранили первоначальный характер. В результате исследований, проводившихся частично совместно с М.С. Дюфуром и С.В. Руженцевым, появилась возможность несколько уточнить состав и площадное распределение юрских фациальных комплексов по сравнению с тем, что было сделано В.И. Дроновым (см. рис. 27). Этому способствовали также находки юрских органических остатков Т.Ф. Андреевой и Е.А. Успенской. В итоге наметилась общая картина тектонической обстановки на Центральном Памире в юрском периоде.

По условиям развития в юрском периоде в Бартауг-Пшартской зоне В.И. Дроновым обособляются Кударинская зона на западе и Калакташская зона на востоке.

В Кударинской зоне, в определении В.И. Дронова, поздне триасовые условия развития структур сохранялись до середины юрского периода. Только, по-видимому, с батского века резко сократился привнос терригенного материала в бассейн седиментации и до конца юрского периода в нем формировались преимущественно карбонатные осадки умеренной мощности.

В Калакташской зоне в конце триасового периода происходило оживление тектонических движений, вызвавшее местами появление мощных пачек конгломератов среди поздне триасовых отложений. Эти движения привели, очевидно, к росту частных структур, так как юрские породы залегают на верхнетриасовых с местными угловыми несогласиями. Как и в предыдущей зоне, до середины юрского периода здесь отлагались преимущественно терригенные породы, но по составу они заметно отличаются от поздне триасовых образований. Это – пестроцветные конгломераты, огипсованные песчаники с прослоями мергелей и доломитизированных известняков. Выше них залегают красноцветные терригенно-туфогенные породы, содержащие в незначительном количестве порфириды. Во второй половине юрского периода широкое распространение получили карбонатные отложения, мощность которых незначительно уменьшается с запада на восток, где в составе средне-верхнеюрских образований увеличивается роль терригенного материала.

В Рохарвской зоне, в противоположность Калакташской, юрские отложения повсюду, где известны нормальные контакты, согласно сменяют поздне триасовые песчаники и сланцы. Однако по составу они резко от них отличаются, так как представлены пестроцветными с прослоями гипсов терригенно-мергельными отложениями с горизонтами порфиритов и пачками известняков в верхах разреза. По составу данные отложения сходны с юрскими породами внешней зоны и характеризуют общий подъем той территории, где они формировались, с постепенным обмелением бассейна и сменой нормальных морских условий лагунно-морскими. Следует отметить, что, как и в других зонах, обмеление бассейна происходило на фоне постепенной стабилизации тектонической обстановки.

Последняя из зон, выделенных В.И. Дроновым, – Язгулем-Ахбайтальская протягивается через весь Центральный Памир в пределах Язгулемского и Музкольского хребтов. Однако сравнительное изучение разрезов юрских отложений, распространенных в пределах этой зоны, показало, что между породами, встречающимися в западной и восточной частях Центрального Памира, имеются за-

метные различия. Поэтому целесообразно выделить их в самостоятельные фациальные комплексы – язгулемский и акбайтальский, районы распространения которых в современной структуре чисто условно, как и раньше, названы зонами.

В Язгулемской зоне, как и в Кударинской, поздне триасовый этап седиментации без перерыва сменился юрским, на первый взгляд без нарушения существовавшего тектонического режима. Тем не менее в песчаниках и сланцах позднего триаса и первой половины юрского периода во все возрастающем количестве появляется примесь туфогенного материала, из-за чего они окрашиваются в зеленоватые и бордовые тона. Особенно много его в юрской части разреза, где имеются горизонты спекшихся туфов и пачки порфиритов.

Вспышка вулканической деятельности завершила этап терригенной седиментации, происшедшей, очевидно, в условиях повышенной тектонической активности, конкретные формы которой сейчас установить затруднительно. Затем, во второй половине юрского периода наступила эпоха относительного тектонического покоя, когда образовались карбонатные осадки мощностью до 500–700 м. Эта мощность больше, чем мощность разновозрастных отложений в других рассмотренных зонах, но сходна с установленной в Акбайтальской зоне.

В Акбайтальской зоне, в отличие от Язгулемской, на рубеже триаса и юры не было вспышки вулканической деятельности, а отложения юрского периода до середины батского века, совершенно постепенно сменяющие в разрезе песчаники и сланцы позднего триаса, несмотря на преимущественно мелкообломочный состав, характеризуются сравнительно высокой карбонатностью. Они представлены пестроцветными песчано-мергельными породами мощностью в несколько сотен метров. Эти породы, по-видимому, сформировались хотя и в обмелевшем, но по-прежнему активно развивавшемся морском бассейне, в который в значительном количестве поступал терригенный материал. В противоположность Ванчской и Калакташской зонам, здесь юрские образования не содержат гипсы ни в виде прослоев, ни в виде заметной примеси в терригенно-карбонатных породах. С отложениями Калакташской зоны их сближает наличие прослоев конгломератов в низах юрского разреза, что говорит о некотором оживлении движений при переходе от триасового к юрскому этапам развития. Однако это оживление не привело к появлению даже местных угловых несогласий, как это случилось в Калакташской зоне.

С середины батского века условия развития в Язгулемской и Акбайтальской зонах выравнивались, так как в последней с этого времени тоже начала формироваться сравнительно мощная толща карбонатных осадков.

В конце юры Центральный Памир был охвачен весьма интенсивными тектоническими движениями, которые, однако, не сопровождались сколько-нибудь значительной магматической деятельностью. Эти движения вызвали перерыв в осадконакоплении и, несомненно, сказались на дальнейшем развитии данного региона, о чем можно судить по довольно широко распространенным в его пределах меловым и палеогеновым отложениям и тем структурам, которые они слагают. О конкретных структурах, возникших при движениях на границе юры и мела, говорить трудно, так как они почти нацело были переработаны в процессе более позднего тектогенеза и следы их обнаруживаются только в разном типе соотношений триасовых и юрских отложений с породами верхнего мезозоя и палеогена.

Рушанско-Пшартская зона как самостоятельная структурно-фациальная единица, промежуточная между Центральным и Юго-Восточным Памиром, была впервые выделена В.И. Дроновым (1964). Ее северной границей он считает одноименный надвиг, а южную – проводит (с запада на восток) по Штамскому, Северомургабскому и Дункельдырскому разломам (Дронов и др., 1964). С.В. Руженцев (1968б) в составе Северомургабского разлома выделяет Лянгар-Сарезский и Муздубулакский надвиги. Продолжением Лянгар-Сарезского надвига к юго-западу, по-видимому, является Штамский разлом, хотя южная граница Рушанско-Пшартской зоны на западе во многом остается еще неясной.

На территории Рушанско-Пшартской зоны, особенно в западной части, широко проявлены процессы метаморфизма. Поэтому слагающие ее породы чрезвычайно бедны органическими остатками. А это вместе со сложной структурой сильно затрудняет расшифровку ее тектонической истории. Сейчас определенно можно говорить, что в ее пределах присутствуют карбонатные отложения пермского возраста, допермские мощные терригенные толщи и кремнисто-терригенно-эффузивные отложения триаса и, возможно, юры (Кушлин, 1964). Причем в основании предположительно юрских образований местами имеются конгломераты.

Характерной чертой данной зоны является сравнительно широкое проявление в ее пределах триасового и юрского (?) основного вулканизма с образованием диабазово-кремнистой ассоциации пород. При этом диабазы обычно обнаруживают зеленокаменное перерождение. Кроме того, в этой ассоциации встречаются также туфы кварцевых плагиипорфиров.

В середине или в конце юрского периода территория Рушанско-Пшартской зоны была, по-видимому, охвачена складчатостью. Складчатость сопровождалась формированием согласных интрузий порфиробластических гранодиоритов, обладающих заметной гнейсовидностью, абсолютный возраст которых составляет 198–150 млн. лет. Позднее, в верхнем мезозое, седиментация на территории зоны была либо весьма ограниченной, либо целиком отсутствовала, так как меловых и палеогеновых пород здесь до сих пор не обнаружено. В палеогене Рушанско-Пшартская зона являлась областью денудации с преимущественным сносом к северу, о чем можно судить по составу обломков в соответствующих отложениях.

Зона Юго-Восточного Памира располагается между Рушанско-Пшартской зоной на севере и зоной Юго-Западного Памира на юге. Ее границы, как и у ранее рассмотренных зон, тектонические. С севера она ограничена перечисленными выше надвигами, а с востока – частично системой восточнопамирских сдвигов (Руженцев, Швольман, 1963). От Юго-Западного Памира ее отделяет Гунт-Аличурский и Южнопамирский разломы (Бархатов, 1963).

История развития Юго-Восточного Памира освещена в целом ряде работ (Дюфур и др., 1958; Дронов, Левен, 1961; Дронов и др., 1964; Гушин, 1966, 1969; и др.). Наиболее подробно формирование его структуры разобрано С.В. Руженцевым (1968б).

В настоящее время нет достоверных данных о докарбоновой истории Юго-Восточного Памира. Правда, недавно на границе его с Юго-Западным Памиром выделена толща зеленых сланцев с эффузивами основного состава. В них имеются субвулканические тела основных и линзы ультроосновных пород. Взаимоотношения этих образований с окружающими отложениями неясны. К ним тяготеют мелкие интрузии плагногранитов. В.И. Дронов считает эту толщу рифейской, а Л.Н. Афиногенова (1968) предположительно относит ее к нижнему карбону.

В каменноугольном периоде и на протяжении большей части раннепермской эпохи (до артинского века включительно) на территории Юго-Восточного Памира в условиях высокой тектонической активности формировались мощные толщи терригенных осадков. Наличие в них (в верхах разреза) эффузивов спилито-кератофирового состава, туфов, пачек детритусовых и биогермных известняков, обогащение углистым веществом и заметный динамометаморфизм, вызывающий появление грифельной отдельности в сланцах, придает этим толщам, наряду с положением в основании видимого разреза, облик аспидной формации.

К концу раннепермской эпохи интенсивность дифференциальных тектонических движений несколько ослабевает, и терригенные отложения постепенно сменяются преимущественно карбонатно-кремнистыми. Карбонатно-кремнистая седиментация привела, с одной стороны, к образованию сравнительно мощных органично-водорослевых рифов, а с другой – к накоплению незначительных по объему осадков некомпенсированных прогибов. Такая обстановка сохранялась примерно до конца карнийского века позднего триаса. Местами в конце перми она нарушалась всплшкой вулканической деятельности, благодаря которой образовались грубые вулканомиктовые и туфогенные породы.

В конце триаса, в основном с норийского века, произошло новое оживление тектонических движений, отразившееся в образовании мощных терригенных флишoidных осадков. Оно вызвало перерыв, сопровождавшийся ростом частных структур, что привело к появлению местных угловых несогласий с юрскими отложениями, особенно в центральных частях Юго-Восточного Памира.

Разный состав и неодинаковые мощности пермо-триасовых пород позволили С.В. Руженцеву (1968б) наметить ряд конседиментационных структур для этого периода развития (рис. 4).

В юрские эпохи на Юго-Восточном Памире, по-видимому, господствовали геоантиклинальные условия с широким развитием сравнительно мелководных, но разнообразных карбонатных осадков в разрезе. Разнообразие юрских отложений заставило ряд исследователей выделить здесь несколько структурно-фациальных зон для юрского периода. Наиболее детально такое расчленение было сделано С.В. Руженцевым (1968б), который наметил группу конседиментационных структур, характеризующихся собственным типом юрских отложений. На севере и юге по периферии Юго-Восточного Памира располагались окраинные зоны с мынхаджирским и гурумдинским типами отложений. В Центральной (Истыкской) зоне им выделены от периферии к центру карабелесский, куристыкский, кокбелесский и куртекинский типы отложений.

Из анализа развития конседиментационных структур следует, что в течение юрского периода происходило постепенное выравнивание тектонических условий и затухание дифференциальных движений на территории Юго-Восточного Памира, а в конце этого периода наступил перерыв и новый рост частных структур, обусловивший угловые и азимутальные несогласия между юрскими и более молодыми отложениями.

Если сравнивать расположение пермо-триасовых и юрских частных структур (фациальных зон) в плане и ход их развития во времени, то легко заметить следующее. Пермо-триасовые и юрские фациальные зоны распределены на площади примерно по одному и тому же плану. В процесс прогибания на обоих этапах раньше всего вовлекались краевые части Юго-Восточного Памира, а позже всего — его центральная часть, где в моменты карбонатной седиментации обычно формировались максимальные мощности осадков. Точно также прекращение осадконакопления сначала наступало в периферических частях бассейна и только в конце каждого этапа — в его внутренней части.

Эти особенности пермо-триасовой и юрской истории говорят о том, что данный район длительное время, очевидно, развивался под воздействием одного и того же или близкого поля тектонических напряжений, так как, видимо, именно этим объясняется заметная унаследованность в распределении по площади структурно-фациальных зон разных этапов развития, разделенных региональным перерывом. Причем величина этих напряжений, вероятно, менялась во времени, вызывая смену тектонической обстановки, которая отражалась на перераспределении частных структур и составе заполнявших их осадков.

Зона Юго-Западного Памира сложена комплексом метаморфических пород, представленных гнейсами и кристаллическими сланцами с пачками мраморов, кварцитов, амфиболитов. Возраст исходных пород, по которым образовались метаморфиты, время метаморфизма и формирования структуры этой зоны до сих пор остаются дискуссионными. Одни исследователи, вслед за Г.Л. Юдиным (1932), В.А. Николаевым и К.Н. Вендландом (1934), склонны относить становление структуры Юго-Западного Памира к разным периодам фанерозоя. Другие (и таких большинство), подобно Д.В. Наливкину (Наливкин и др., 1932), считают породы и структуры этого региона докембрийскими образованиями. Любопытно то, что обломки метаморфических пород Юго-Западного Памира не обнаружены среди терригенных отложений верхнепалеозойского и юрского возраста, распространенных в прилегающей области Юго-Восточного Памира. Они появляются только в тех эоцен-неогеновых отложениях, фрагменты которых встречаются на территории Юго-Западного Памира (Буданова, 1964; Лоскутов, 1964). Причем, по данным К.Т. Будановой, В.П. Булина и Ш.Ш. Деникаева, в большинстве выходов, там, где видны непосредственные контакты, молодые не-

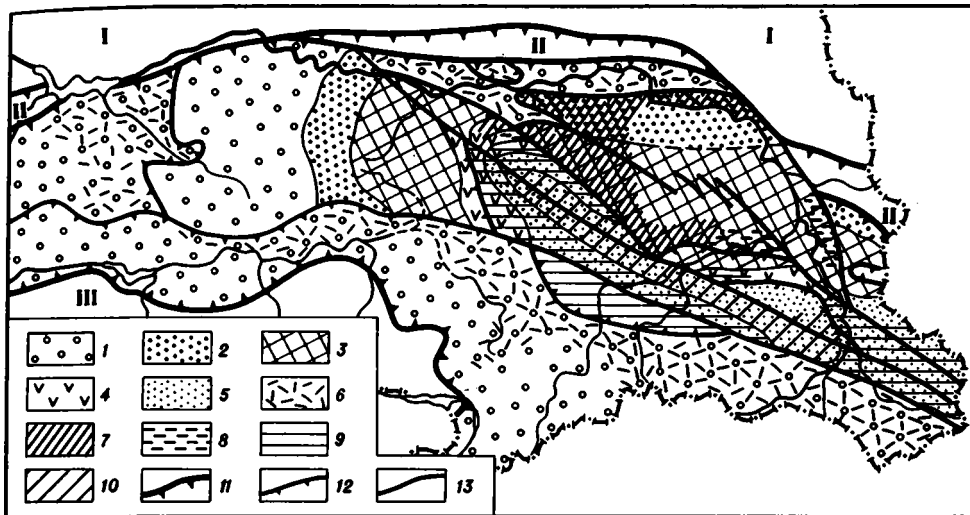


Рис. 4. Историко-тектоническая схема Юго-Восточного Памира для пермо-триасового и юрского периодов (по материалам С.В. Руженцева, 19686)

Конседиментационные структуры пермского и триасового периодов: 1 – краевое относительное поднятие (отложения окраинного фашиального комплекса); 2 – внешняя максимально прогнутая часть внутренней депрессии (отложения джамантальского фашиального комплекса); 3 – внутреннее относительное поднятие (отложения карабелесского фашиального комплекса); 4 – внутренняя часть внутренней депрессии (отложения акбуринского фашиального комплекса); 5 – центральное относительное поднятие и зона максимального прогибания с образованием рифов в карнийском и норийском веках (отложения центрального фашиального комплекса). Конседиментационные структуры юрского периода до середины келловейского века включительно: 6 – периферическая депрессия до келловеев и краевое относительное поднятие в раннем келловее, превратившееся в сушу в его конце (отложения гурумдинского и мынхаджирского фашиальных комплексов). Структуры Истыкской зоны, на месте которой до байоса находилось центральное поднятие, а позднее – сложно развивавшаяся внутренняя впадина: 7 – внешнее относительное поднятие в байосе и бате и внешняя депрессия в раннем и среднем келловее (отложения карабелесского фашиального комплекса); 8 – внутренний склон относительного внешнего поднятия в байосе, внешнее относительное поднятие в раннем келловее и внешняя депрессия в бате и на северо-востоке в среднем келловее (отложения куристыкского фашиального комплекса); 9 – внутренняя максимально прогнутая депрессия с образованием рифов в байосе и нижнем келловее и внутреннее относительное поднятие в бате и на северо-востоке в среднем келловее (отложения кокбелесского фашиального комплекса); 10 – центральное относительное поднятие в байосе и нижнем келловее и центральная депрессия в бате и среднем келловее (отложения куртекинского фашиального комплекса). Альпийские разломы: 11 – тектонические границы зон; 12 – внутризональные основные надвиги; 13 – прочие разломы (главным образом сдвиги).

Тектонические зоны: I – Центральный Памир; II – Рушанско-Пшартская зона; III – Юго-Западный Памир

метаморфизованные породы обычно соприкасаются с гнейсами и кристаллическими сланцами по плоскостям тектонических нарушений. Особенно четко это фиксируется на южной окраине Юго-Западного Памира, например в устье р. Едом. Присутствие более древних, чем эоцен-олигоценовые, фанерозойских отложений на территории Юго-Западного Памира не доказано. Поэтому история его развития в это время абсолютно неясна. Можно предположить, что он являлся областью устойчивого поднятия. Однако этому противоречит отсутствие продуктов разрушения метаморфических пород среди отложений верхнего палеозоя и мезозоя в соседних районах.

\* \* \*

Таким образом, все зоны Памира в домеловые периоды прошли сложный и неодинаковый путь развития. Общим для них является резкая активизация тектонических процессов в середине и конце юры. Она привела к формированию на месте одних зон областей длительного поднятия и размыва, а в разрезах других зон – к почти повсеместному перерыву в седиментации. Поэтому меловые и палеогеновые отложения в современной структуре Памира распространены крайне неравномерно.

Больше всего они распространены и лучше всего изучены в пределах внешней зоны.

На территории Северного Памира достоверно установленные осадки этого возраста отсутствуют. Они обнаружены только по его южной окраине, в зоне пограничного с Центральным Памиром Танымасского надвига и принадлежат, скорее, к периферическим частям последнего.

На Юго-Западном Памире встречаются фрагменты только эоцен-неогеновых отложений, сходных с теми, которые имеются на Юго-Восточном Памире. Однако их стратиграфические соотношения с метаморфическими образованиями этой зоны неясны. Поэтому они мало что дают для восстановления истории данной территории в мелу и палеогене, как это было отмечено выше.

Широко распространены меловые и палеогеновые отложения на Центральном Памире, хотя изучены они неодинаково. Лучше всего разработана стратиграфия меловых отложений и хуже – стратиграфия более молодых пород. Тем не менее их характерный состав и положение в современной структуре позволяют сравнительно четко представить развитие данного региона в рассматриваемый период.

Вопрос о присутствии образований мела и палеогена на Юго-Восточном Памире до сих пор является спорным. Породы более молодые, чем юрские, здесь встречаются локально. Они также имеют характерное строение и структурное положение, но интервал времени, за который произошло их образование, неясен из-за отсутствия в них определенных органических остатков. Поэтому судить о возрасте этих отложений приходится на основании косвенных данных. Однако, как и на Центральном Памире, они в силу указанных выше особенностей дают возможность восстановить историю формирования структур Юго-Восточного Памира в течение мела и палеогена и в какой-то мере оценить роль в становлении этих структур окружающих регионов.

Таким образом, для реконструкции тектонического развития Памира в мелу и палеогене особое значение имеют зоны Юго-Восточного и Центрального Памира и в меньшей степени, по указанным выше причинам – внешняя зона. Между тем если сравнить ход тектонического развития этих регионов в домеловые эпохи, то между ними имеются принципиальные отличия.

Во всех зонах на протяжении их тектонической истории происходило чередование периодов активного развития частных структур (интенсивных дифференциальных движений) с накоплением преимущественно терригенных, в том числе грубообломочных отложений, иногда с примесью эффузивных образований, с периодами сравнительного тектонического покоя, когда формировались в основном карбонатные либо глинисто-алевритовые породы (рис. 5).

К сожалению, сейчас нельзя сказать что-либо определенное о том, как развивалась территория внешней зоны до поздней перми. Выше отмечалось, что некоторые исследователи предполагают существование здесь в палеозое стабильного поднятия, обособление которого они относят к разным периодам этой эры. Позднее периоды резкой активизации движений с накоплением терригенных сравнительно грубых и (или) мощных образований приходится на триас, раннюю и, частично, среднюю юру. Спокойная тектоническая обстановка, сопровождавшаяся формированием более тонких и (или) маломощных осадков, существовала в конце перми и в конце средней-поздней юре. Таким образом, в мезозое продолжительность интенсивного развития структур (по шкале 1964 г.) была в 2 раза длительнее (70 млн.лет), чем время относительного тектонического покоя (33 млн.лет).

На Центральном Памире активные периоды падают на средний и поздний ордовик и поздний триас - нижнюю половину юрского периода. Периоды тектонического покоя приурочены к кембрию - раннему ордовику (?), силуру - девону, позднему карбону - среднему триасу и второй половине юрского периода (с батского века). Данная схема нарушается на рубеже среднего и верхнего палеозоя. В это время (конец девона - средний карбон) отмечается существование наиболее сложной тектонической обстановки, когда одновременно формировались терригенные отложения аспидной формации и накапливались мелководные карбонатные осадки.

Причем сопоставление абсолютной продолжительности (по шкале 1964 г.) показывает, что в палеозое периоды спокойной тектонической обстановки обычно длительней (90-70 млн. лет), чем периоды оживления тектонических движений (40-65 млн. лет), с уменьшением разницы к концу эры. В раннем мезозое картина обратная: условия, благоприятные для накопления флишoidных

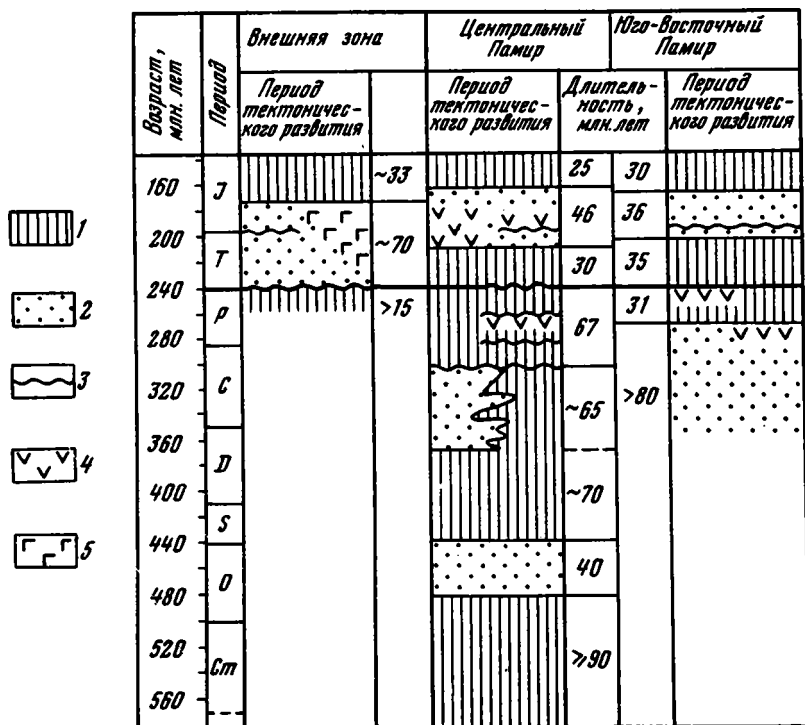


Рис. 5. Сопоставление хода тектонического развития внешней зоны и зон Центрального и Юго-Восточного Памира в палеозое и раннем мезозое

1 - периоды относительного тектонического покоя; 2 - периоды активизации тектогенеза; 3 - перерывы и локальные несогласия; 4 - проявления подводного вулканизма основного состава; 5 - проявления субаэрального вулканизма основного и среднего состава



толщ, существовали примерно в течение 46 млн. лет, а триасовые и юрские карбонатные породы формировались в промежутках соответственно в 30 и 25 млн. лет.

Как уже отмечалось, докарбоновая история Юго-Восточного Памира пока неизвестна, а поздние периоды его наиболее активного развития падают на карбон – артинский век перми и на норийский – рэтский века позднего триаса, а также на лейас-ааленский век средней юры. Карбонатная седиментация здесь преобладает с конца ранней перми до карнийского века позднего триаса и с байосского века средней юры, по-видимому, до конца этого периода.

Таким образом, в позднем палеозое терригенная седиментация на Юго-Восточном Памире продолжалась примерно 80 млн. лет, а карбонатная – чуть больше 30 млн. лет. В раннем мезозое этот разрыв в продолжительности существования разных типов тектонических условий при сохранении относительного соотношения заметно сокращается. Карбонатные осадки в триасе и юре формировались в течение 35 и 30 млн. лет, а терригенные – около 36 млн. лет.

Если теперь сравнить направленность тектонического развития Центрального и Юго-Восточного Памира, то легко заметить, что это развитие на Центральном Памире вело к постепенному сокращению продолжительности стабильных условий, а на Юго-Восточном Памире, наоборот, происходило постепенное ослабление подвижности его территории от палеозоя к мезозою.

Внешняя зона в отличие от двух первых характеризовалась высокой подвижностью на протяжении большей части нижнего мезозоя. Даже в конце юрского периода здесь преобладали, хотя и сравнительно маломощные, но песчано-глинистые отложения, формировавшиеся преимущественно в лагунных условиях, что заметно отличает их от одновозрастных глинисто-карбонатных пород внутренних зон.

Отмеченные различия в тектонической истории данных регионов сказались позже, как это будет показано ниже, и на тектонической обстановке, существовавшей здесь в мелу и палеогене.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
ДАРВАЗ-ЗААЛАЙСКОЙ (ВНЕШНЕЙ) ЗОНЫ В МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ**

Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Дарваз-Заалайской зоны как части юга Средней Азии рассмотрена в монографиях Б.А. Борнемана (1940), С.Н. Симакова (1953), О.С. Вялова (1945) и др. Вместе с тем описания отдельных разрезов и их сопоставление имеются в целом ряде региональных работ. Все это позволило И.Е. Губину (1960) и Н.Н. Леонову (1961) достаточно детально восстановить палеогеографическую и тектоническую обстановку, существовавшую на территории Дарваз-Заалайской зоны в мелу и кайнозое.

В раннем мелу возобновилось глубокое устойчивое прогибание структур, заложившихся еще в предыдущем этапе. Максимальное погружение происходило на западе в пределах осевой и южной части хр. Петра I и в западной части Заалайского хребта, где накопилось около 2000 м нижнемеловых осадков. На востоке данный прогиб, вероятно, выклинивался, так как в этом направлении уменьшаются мощности и меняется состав отложений. Если на западе они представлены песчано-глинистыми осадками мелководного опресненного бассейна с элементами ритмичной слоистости, то на востоке нижнемеловые отложения состоят из грубозернистых песчаников и конгломератов аллювиального происхождения мощностью 300-500 м. Развитие отрицательных структур не компенсировалось заметным горообразованием, о чем свидетельствует сравнительно тонкий состав образовавшихся осадков на большей части территории зоны.

Наиболее характерной чертой позднемеловой эпохи является широкое развитие морских условий седиментации при постепенном ослаблении прогибания. Море заливало пониженные области среди чрезвычайно пологого рельефа. На это указывает тонкий состав осадков, часто представленных известняками в морских бассейнах и гипсоносными глинами в лагунах.

Максимум трансгрессии приходится на туронский век. В конце сенона начинается регрессия. При этом море отступает на юго-запад. На востоке Заалайского хребта уже в сеноне уменьшается мощность осадков и увеличивается их грубозернистость, а в датском веке возникает область размыва.

В течение мелового периода наибольшие прогибания происходили на юго-западе Дарваз-Заалайской зоны.

Спокойная тектоническая обстановка, установившаяся в Дарваз-Заалайской зоне со второй половины мелового периода, продолжала сохраняться и в палеогене.

Восходящие движения, начавшиеся в конце позднемеловой эпохи на востоке, распространяясь на запад, постепенно захватили всю зону. Однако уже в бухарском веке началась новая трансгрессия, при которой море наступало с юго-запада на северо-восток. Максимум трансгрессии достигла в алайском веке.

В туркестанском веке происходило оживление восходящих движений и началось сокращение морских бассейнов, которое достигло максимума в риштанском веке. При этом единый бассейн распался на ряд лагун, где накапливались гипсоносные глины и песчаники.

В конце риштанского века снова начали преобладать нисходящие движения и произошла последняя для внешней зоны трансгрессия, которая, как и прежде,



развивалась с запада на восток. Она продолжалась до середины олигоцена. Максимальная мощность морских палеогеновых отложений едва достигает 500 м.

Сравнение с предыдущим этапом показывает, что в палеогене продолжалось развитие по плану, наметившемуся во второй половине мела. Для него характерна незначительная контрастность движений и осадконакопление в условиях слабо расчлененных областей сноса и небольших относительных прогибаний. Причем движения в палеогене отличались меньшей интенсивностью и большей дробностью, чем в позднемиоценовую эпоху.

С середины олигоцена, по-видимому, начался последний этап формирования современной структуры внешней зоны. Он делится на две стадии: олигоцен-миоценовую (время образования отложений так называемой массагетской свиты) и плиоцен-современную.

Если в течение мезозоя и большей части палеогена развитие частных структур происходило в общем по единому плану и в значительности степени унаследовано, то на последнем этапе началось формирование сложной системы складок и надвигов на месте большей части ранее существовавших прогибов. Оно сопровождалось регрессией моря и седиментацией в континентальных условиях при постепенном увеличении контрастности движений и усилении расчлененности областей размыва. На первой стадии складкообразование происходило в месте сопряжения современных хребтов Петра I и Заалайского и в их центральных частях. В то же время в остаточных впадинах накапливались отложения нижней (красноцветной) молассы максимальной мощностью около 2000 м. В конце неогена и плейстоцене образовались складчато-надвиговые структуры в пределах Дарвазского хребта, северо-западной части хр. Петра I и восточной части Заалайского хребта, а также продолжалось усложнение чешуйчатой структуры центральных частей последнего. Этим процессам сопутствовало отложение верхней сероцветной молассы, наибольшая мощность которой превышает 5000 м.

Формирование складчатой системы и горной страны на месте внешней зоны сопровождалось "накатыванием" предгорного прогиба на край эпигерцинской

---

Рис. 6. Структурная карта юга и востока Таджикистана и соседних районов, по И.Е. Губину (1960)

Южно-Тянь-Шаньский мобильный пояс: 1,2 - Южно-Тянь-Шаньское поднятие, область эпигерцинской платформы (1 - Гиссаро-Алайская подзона, 2 - подзона Гиссарского плутона); 3 - передовая зона Южного Тянь-Шаня, область эпигерцинской платформы, покрытая меловой и третичной толщами. Памирский мобильный пояс: 4 - поднятие внутренней зоны Памиро-Куньлуня - палеозойские породы, слагающие северное крыло Сауксайской антиклинали; 5 - внешняя зона Памиро-Куньлуня - мезозойские и третичные отложения, в участках, помеченных точками, вероятно, сдвинутые со своего основания; 6 - фронтальный участок той же зоны. Промежуточная область: 7 - Яван-Курган-Тюбинская депрессия - третичные отложения, образующие плоскодонную синклинали; 8 - Прикафирниганская складчатая зона, поднятие - мезозойские и третичные отложения, образующие нарушенные складки возможно типа облекания, в северо-восточной части зоны, помеченной точками, складки, возможно, сдвинутые со своего фундамента; 9 - Сурханская депрессия - третичные отложения, образующие синклинали; 10 - Западно-Гиссарская складчатая зона, поднятие - докембрийские (?), палеозойские, мезозойские и третичные осадки, образующие нарушенные складки облекания большой амплитуды; 11 - ось антиклинали; 12 - ось синклинали; 13 - надвинутое (висячее) крыло разорванной антиклинали, сложенное мезозойскими и третичными отложениями; 14 - то же, сложенное древними, мезозойскими и третичными толщами; 15 - надвиг мезозойских и третичных толщ; 16 - надвиг древних, мезозойских и третичных толщ; 17 - крутой разрыв в мезозойских и третичных породах; 18 - то же в древних, мезозойских и третичных породах; 19 - сдвиг; 20 - линия Вахшского надвига; 21 - линия Кара-Кульского разрыва; 22 - соляной купол

платформы Южного Тянь-Шаня. Одновременно по плоскости Вахшского надвига происходило надвигание мезозойских и третичных отложений этой зоны на разновозрастные породы, образовавшиеся в пределах соседней платформы.

В современной структуре Дарваз-Заалайской зоны И.Е. Губин выделяет фронтальную и тыловую подзоны (рис. 6).

Таким образом, в конце неогена – середине четвертичного периода на месте Дарваз-Заалайской зоны сформировалась сложная складчатая система, образующая выпуклую к северу дугу. Стрoение этой системы обладает одной характерной особенностью. На всех геологических картах видно, что распространенные в ее пределах складки и разрывы в значительной степени параллельны не только линии Каракульского надвига, но и структурам в палеозойских породах, по меньшей мере краевой зоны Северного Памира – Калайхумб-Сауксайского антиклинория, по Б.П. Бархатову (1963). Это обстоятельство подчеркивает, в частности, автор выделения внешней зоны И.Е. Губин (1960).

Развитие структуры Дарваз-Заалайской зоны, очевидно, продолжается до сих пор, правда, на ином качественном уровне. Если раньше в деформацию вовлекались почти предварительно ненарушенные толщи, то теперь изгибанию подвергаются, по-видимому, целые пакеты складок в мезозойских и кайнозойских породах. Такой процесс был обнаружен С.А. Захаровым (1969) на западной оконечности хр. Петра I. Здесь происходит образование крупной наклоненной к северу складки ("субантиклинория"), объединяющей ряд ранее сформированных структур. С.А. Захаров предполагает, что подобные процессы могут быть установлены также в Вахшском и Заалайском хребтах. При этом блоковые движения по разрывам должны иметь подчиненное значение. Такой стиль деформаций объясняет возникновение угловых несогласий в основании верхней молассы. Ее накопление, вероятно, приурочено к формирующимся "субсинклинориям", в образовании которых, как и в первом случае, вовлекаются пакеты более древних складчатых структур.

Анализ истории формирования структур Дарваз-Заалайской зоны в мелу и кайнозое, а также обстановки, существовавшей здесь в домеловые эпохи (см. главу II), позволяет наметить некоторые основные особенности тектонического развития этой территории в рассмотренный период времени.

1. На территории зоны не удается обнаружить следов резких угловых несогласий между пермскими и более молодыми породами, а имеющиеся несогласия незначительны и локальны.

2. Частные структуры в течение поздней перми, мезозоя и кайнозоя отличались значительной степенью унаследованности в развитии вплоть до середины олигоцена. Между отложениями этого возраста отсутствуют заметные угловые и азимутальные несогласия, несмотря на наличие перерывов в седиментации.

3. Однако развитие этих структур не было равномерным: периоды их спокойного роста чередовались с периодами резкой активизации движений, что сказалось в смене сравнительно тонких и (или) маломощных осадков более грубыми и (или) мощными образованиями. По этим признакам периоды относительного покоя падают на конец перми, конец средней и позднюю юру, поздний мел и палеоген до середины олигоцена. Интенсивные тектонические движения происходили в триасе, ранней и частично средней юре, в раннем мелу и со второй половины олигоцена до настоящего времени. Любопытной чертой палеоцен-эоценовых движений является то, что, несмотря на сравнительно слабую интенсивность, они отличались большой дробностью, благодаря чему происходила частая смена трансгрессий регрессиями.

4. В раннем мезозое на территории зоны проявилась активная вулканическая деятельность с излиянием лав андезитового состава.

5. Мезозойские и палеогеновые отложения здесь подверглись интенсивным дислокациям вплоть до наличия опрокинутых складок и надвигов.

6. Весьма характерной чертой зоны является параллельность ее структур структурам в палеозойских породах по меньшей мере краевой части Северного Памира.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА  
В МЕЛОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ**

**ТИПЫ РАЗРЕЗОВ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ**

**Вводные замечания**

Вопрос о присутствии меловых и палеогеновых отложений и их положение в структуре Юго-Восточного Памира до сих пор является спорным.

Впервые выделенные В.П. Ренгартемом (1935) морские меловые отложения при более детальном изучении оказались принадлежащими к различным горизонтам юрской системы (Дронов, Левен, 1961; Дронов и др., 1964; и др.), а отнесенные к титон-неокому (Клунников и др., 1936) и распространенные главным образом на юге вулканогенно-конгломератовые отложения считаются либо меловыми (Месхи, 1964), либо палеогеновыми (Бархатов, 1963; Буданов, Дронов, 1964). Послеюрские, но дочетвертичные песчано-конгломератовые образования, вслед за Д.В. Наливкиным (Наливкин и др., 1932), большинство исследователей выделяют под названием куртекинской свиты, причисляя их к неогену и рассматривая в качестве континентальных осадков, прислоненных к бортам древних долин. Исключение сделано только для пестроцветных пород бассейна р. Кызал-Рабат и водораздела рек Шинды и Акширяк в Сарыкольском хребте из-за присутствия в их составе прослоев известняков. Породы Сарыкольского хребта одни исследователи относят к мелу (Дронов, Левен, 1961), другие к палеоцену (Бархатов, 1963; Васильев, 1966). Пестроцветные отложения бассейна р. Кызыл-Рабат единодушно считаются палеогеновыми. Широко распространено мнение о почти не нарушенном залегании перечисленных образований, особенно куртекинской свиты, а имеющиеся дислокации объясняются блоковыми перемещениями вдоль молодых крутопадающих разрывов (Лоскутов, 1964). Только для вулканогенно-конгломератовых отложений местами отмечена заметная дислоцированность (Месхи, 1964). Отсюда следовал вывод, что основное структурообразующее значение на Юго-Восточном Памире имели киммерийские движения, а более поздний тектогенез играл подчиненную роль (Бархатов, 1971; и др.).

Между тем сравнительное изучение вулканогенно-конгломератовых, песчано-конгломератовых и пестроцветных образований показало, что строение их разнообразней, а структурное положение сложнее, чем представлялось ранее. Как будет показано ниже, среди них присутствуют как меловые, так и палеогеновые отложения, среди которых можно наметить несколько типов разрезов.

Стратиграфия домеловых отложений в настоящее время хорошо изучена и обоснована в многочисленных работах (Дронов, Левен, 1961; Дронов и др., 1964; Гуцин, 1966; и др.). Фашии, формационная принадлежность и дислокации детальнее всего проанализированы С.В. Руженцевым (1968б). Приводимая ниже характеристика домелового "фундамента" и стратиграфия слагающих его пород основаны главным образом на данных перечисленных исследователей.

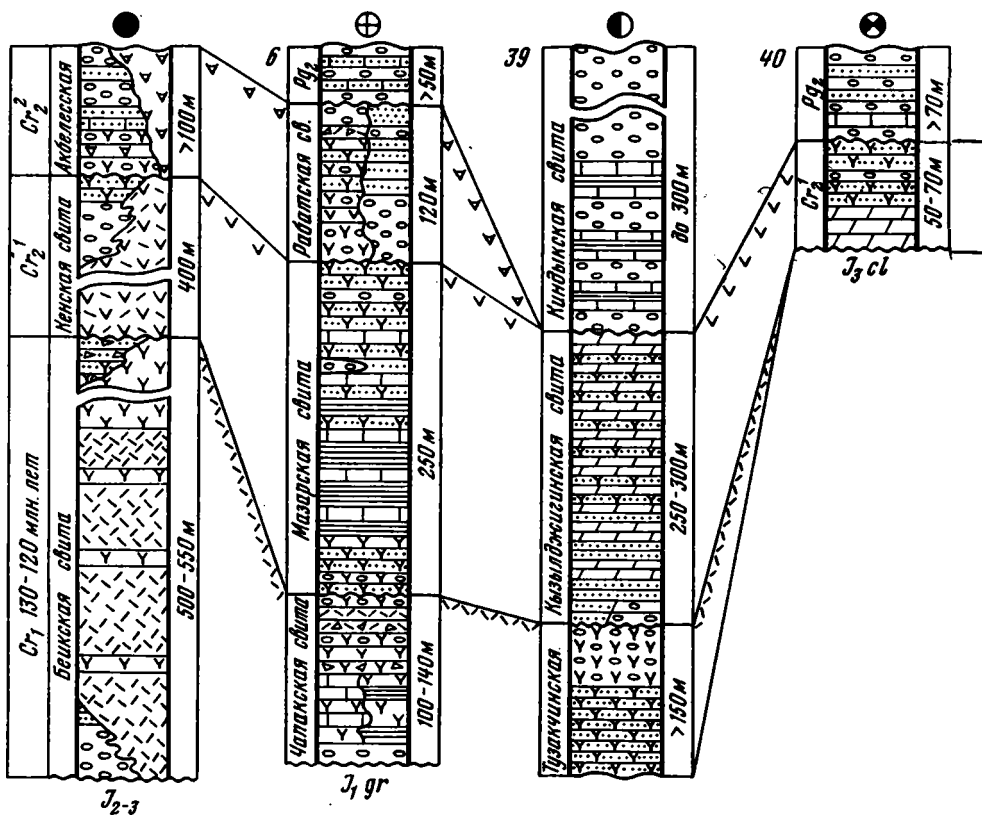


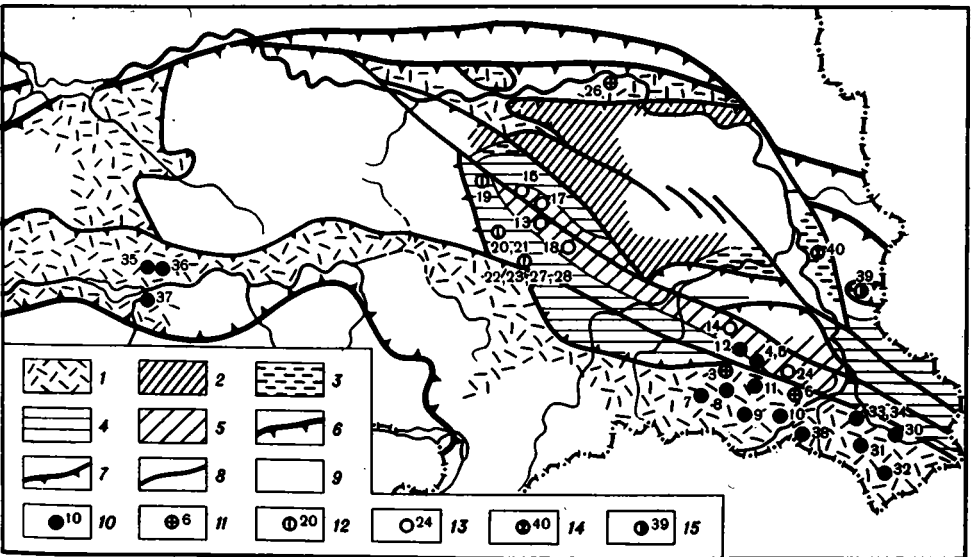
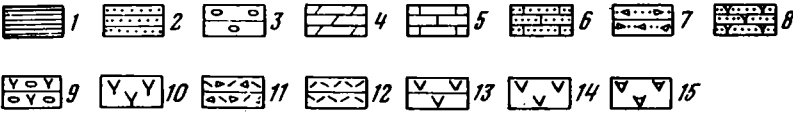
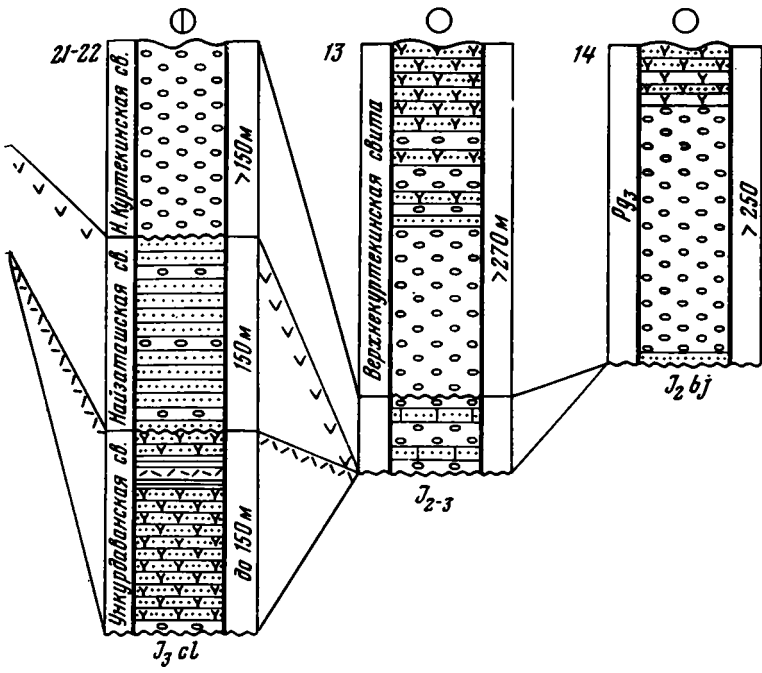
Рис.7. Схема сопоставления различных типов разрезов меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточного Памира

1 - глины; 2 - песчаники; 3 - конгломераты; 4 - мергели; 5 - известняки; 6 - песчаные известняки; 7 - крупнообломочные туффиты; 8 - туфопесчаники; 9 - туфоконгломераты; 10 - туфы; 11 - туфобрекчии; 12 - лавы липарит-дацитов; 13 - лавы авгит-биотитовых дацитов; 14 - туфолавы авгит-биотитовых дацитов; 15 - трахиандезиты, плагиолипариты трахитового состава.

Цифры у колонок соответствуют номерам разрезов на рис. 8

Рис.8. Схема распределения основных типов разрезов меловых и палеогеновых отложений среди юрских фациальных комплексов Юго-Восточного Памира. Юрские фациальные комплексы, по С.В. Руженцеву (19686)

Комплексы: 1 - гурумдинский и мынхаджирский; 2 - карабелесский; 3 - куристыкский; 4 - кокбелесский; 5 - куртекинский. Разломы: 6 - межзональные надвиги; 7 - крупнейшие внутризональные надвиги; 8 - крутые разрывы (в основном сдвиги); 9 - районы отсутствия юрских отложений. Типы разрезов: 10 - тешикташский; 11 - кызылрабатский; 12 - ункурдаванский; 13 - куртекинский; 14 - кызылтекинский; 15 - шиндэйский





Для мела и палеогена выделяется ряд фациальных комплексов, отличающихся друг от друга типом разреза слагающих их отложений (рис. 7). Распространение этих отложений обнаруживает связь с распределением на площади различных типов юрских образований (рис. 8).

### Ункурдаванский тип разреза

Распространение современных выходов пород ункурдаванского типа пространственно совпадает с площадью развития юрских отложений кокбелесского типа (см. рис. 8).

Наиболее полный разрез имеется на водоразделе между долинами Ункур-Джанги-Даван и Кокбелес-Джанги-Даван (см. рис. 8).

Мощность, м

1. Нижнеункурдаванская подсвита. На крутопадающих (50–60°) в юго-западных румбах келловейских известняках с существенным азимутальным, но незначительным (5–10°) угловым несогласием залегают светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком мелкозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники с хлорит-глинисто-кремнистым в разной степени ожелезненным цементом. В основании – либо гравелиты, либо конгломераты, мелкогалечные, с галькой подстилающих известняков и зеленых или серых кремней мощностью 1,0–1,5 м. Перечисленные породы содержат примесь туфогенного материала в виде обломков разложившейся фельзитовой или стекловатой основной массы кислых эффузивов, плагиоклазов, микроклина, слюд. Присутствие кремня и железа в цементе, возможно, объясняется загрязнением его пепловыми частицами . . . . . 15–70
2. Верхнеункурдаванская подсвита. Выше лежат светло-зеленые полимиктовые, мелкозернистые, иногда алевролитистые песчаники, краснеющие при выветривании. Цемент – кремнисто-железисто-карбонатный. В центре пачки преобладают оливково-серые глины и алевролиты. Среди них имеется пласт, мощностью до 2 м, темно-серого разложившегося дацитового порфира, с шаровой отдельностью, а на 25–30 м выше – темно-зеленого биотит-роговообманково-пироксенового липарит-дацита мощностью 1,5–2,0 м . . . . . 70–80
3. Найзаташская свита. Ее породы залегают на подстилающих с азимутальным и незначительным (до 10°) угловым несогласием и состоят из желтовато- и светло-серых известковистых песчаников с примесью зерен кварца, кремнистых сланцев, среднекислых эффузивов, микроклина, роговой обманки, биотита, "плавающей" гальки черных и зеленых кремней и линзами (до 2 м) конгломератов. В карбонатном цементе обрывки синезеленых водорослей, мшанок и неопределимые фораминиферы . . . . . Видимая свыше 150

Описанные породы вместе с подстилающими верхнеюрскими известняками смяты в опрокинутую на северо-восток синклинали северо-западного простирания (рис. 9). Юго-западное крыло скрыто под надвинутыми с этой стороны пермо-триасовыми осадками.

К западу от рассмотренной синклинали отложения ункурдаванского типа встречаются в останцах покрова, залегающих на породах пермо-триаса (см. рис. 9). Фрагмент Ункурдаванской синклинали можно видеть примерно в 10 км к юго-востоку на перевале из долины Кокбелес-Джанги-Даван в урочище Кокдзар-Джанги-Даван (см. рис. 8 и 9).

Здесь на водорослево-кораллово-губковых рифовых известняках нижнего келловейя залегают буровато-зеленые, буровато-белые, сиреневые и оливково-серые песчаники ункурдаванской свиты с примесью туфогенного материала и

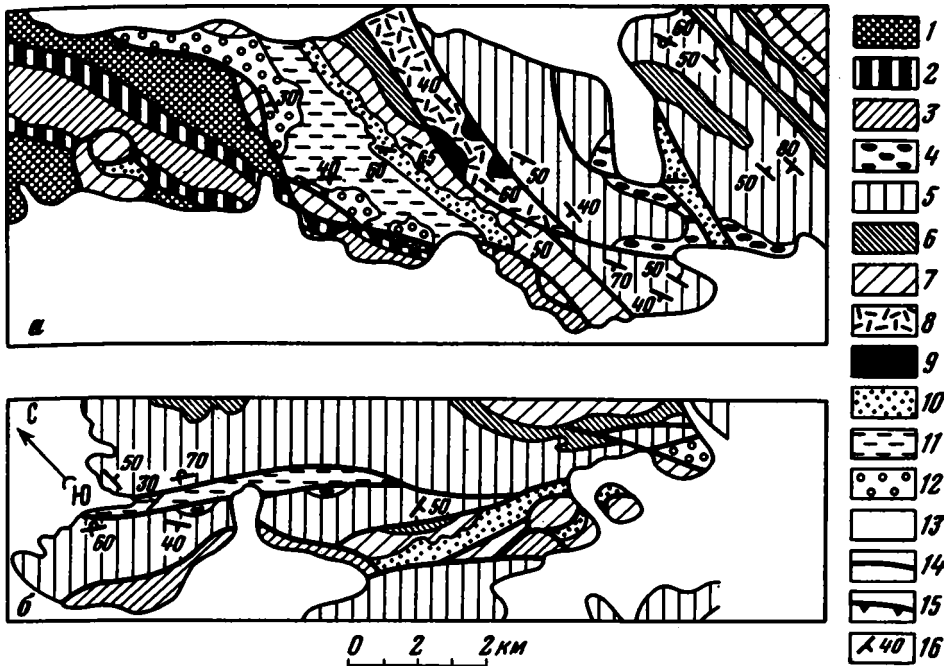


Рис. 9. Геологические карты водораздела урочищ Ункур-Джанги-Даван-сай и Кокбелес-Джанги-Даван-сай (а) и перевала из урочища Кок-Джар-Джанги-Даван-сай в урочище Кок-Джар-Джанги-Даван-сай (б)

1 - песчаники и сланцы ( $C-P_1a$ ); 2 - кремнисто-карбонатные породы ( $P_1a - T_3k$ ); 3 - песчаники и сланцы ( $T_3n-r$ ); 4 - конгломераты ( $I_2$ ); 5 - известняки ( $J_2bj$ ); 6 - известняки и мергели ( $J_2bt$ ); 7 - известняки ( $J_3cl_{1-2}$ ); 8 - известняки ( $J_3cl_3$ ); 9 - известняки и мергели ( $J_3oxf$ ); 10 - нижнеункурдаванская подсвита ( $C_{r1ud_1}$ ); 11 - верхнеункурдаванская подсвита ( $C_{r1ud_2}$ ); 12 - найзаташская свита ( $C_{r2nz}$ ); 13 - четвертичные отложения; 14 - крутые разрывы; 15 - пологие надвижки; 16 - элементы залегания

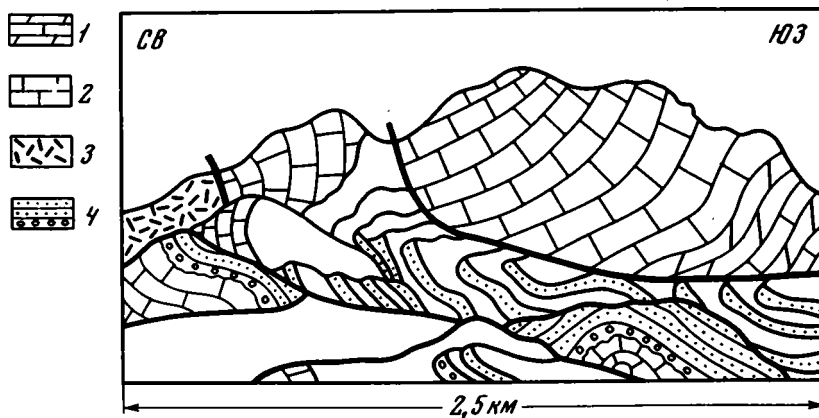


Рис. 10. Структура левого борта верховьев р.Боз-Тере (южная) (рисунок по фотографии)

1 - известняки и мергели ( $J_3cl_{1-2}$ ); 2 - известняки ( $J_3cl_3$ ); 3 - известняки ( $P_1a-P_2$ ); 4 - конгломераты и песчаники найзаташской и ункурдаванской свит ( $C_{r1ud}$  и  $C_{r2nz}$ )

неопределимыми остатками обугленной флоры, пелеципод, брахиопод и аммонитов. Они прорваны дайками бьютитовых диоритовых порфиритов и сильно перемяты, в общем, конформно с известняками, слагая северо-восточное крыло синклинали и имея видимую мощность порядка 70–80 м. На юго-западе песчаники тектонически контактируют с сильно раздробленными известняками. Контакт круто ( $50^\circ$ ) падает на юго-запад. На эти известняки с юга надвинуты по крутому взбросу песчаники и сланцы верхнего триаса, перекрытые останцом покрова.

На юго-западе рассмотренные структуры срезаны крутым разломом, за которым обнажаются верхнебайосские отложения гурумдинского типа. Примерно в 2 км к югу на этих отложениях в останце покрова залегают средне-верхнеюрские породы кокбелесского типа Истыкской зоны. Структура покрова и возможный механизм его образования подробно проанализированы С.В. Руженцевым (1968б), который относит останец к Гурумдинскому надвику – крупнейшему межзональному надвику в этой части Юго-Восточного Памира.

Интенсивная нарушенность пород ункурдаванского типа, слагающих одноименную синклинали, конформность их дислокаций с юрскими отложениями и участие в строении останцов покрова указывают на активную роль рассмотренных послеюрских образований в формировании зоны Гурумдинского надвига в данном месте.

Крайний северо-западный выход отложений ункурдаванского типа находится в верховьях р. Южной Боз-Тере, на ее левом берегу, в долине первого от истоков левого притока (см. рис. 8, 19).

Точно так же, как и в Ункурдаванской синклинали, в верховьях р. Боз-Тере породы ункурдаванский и найзаташский свит смяты конформно с подстилающими известняками в серию мелких складок (рис. 10). Они участвуют в строении сложной покровной структуры, которую С.В. Руженцев (1968б) называет Бозтеринской покровной антиклиналью. Залегая на келловейских известняках, эти породы с юга по надвику перекрыты известняками и мергелями байоса, бата и келловея, слагающими синклинали горного массива Чакобай.

В целом для отложений ункурдаванского типа характерны преимущественно песчаниковый состав, сероватые, зеленоватые (ункурдаванская свита) и серовато-желтоватые (найзаташская свита) тона окраски, присутствие лав липарит-дацитовых и дацитовых порфиров или их туфогенных обломков в нижней свите и перемытых фрагментов этих же пород в найзаташской свите, в цементе пород которой встречаются также остатки морских организмов, водорослей и примесь туфогенного материала, особенно обильная в районе р. Боз-Тере, и, наконец, перерыв и несогласие на границе двух входящих в их состав свит.

### Куртекинский тип разреза

В куртекинский тип объединены породы, входящие в состав куртекинской свиты, впервые выделенной Д.В. Наливкиным в 1927 г. (Наливкин и др., 1932). Он делил ее на две части: нижнюю, сложенную буровато-серыми конгломератами, и верхнюю, представленную красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощность каждой из частей Д.В. Наливкин оценивал в десятки метров.

Куртекинские отложения встречаются в центральной подзоне Истыкской зоны Юго-Восточного Памира, в которой развиты юрские отложения куртекинского типа (см. рис. 8).

Наиболее полный разрез осадков куртекинской свиты находится на правом берегу долины Куртеке, в районе одноименного перевала (рис. 11; см. рис. 8, 13). Они залегают на северном крыле антиклинали в известняках и мергелях байоса – келловея. Юрские породы падают на восток – юго-восток  $100^\circ$  под углом  $25^\circ$ . Непосредственный контакт между породами юры и куртекинской свиты перекрыт осью 25–30 м, за которой куртекинские конгломераты падают на северо-восток  $30^\circ$  под углом  $35^\circ$ .

1. Нижнекуртекинская подсвита. Серые с поверхности бурые конгломераты, сцементированные песчанистым известняком и карбонатом. Преобладает галька разных по составу и возрасту известняков от пермских до среднеюрских. В частности, в гальке найдены среднеюрские пелецитоподы *Acromytilus* sp. и *Ostrea sandalina* Goldf. (определения Т.Ф. Андреевой). Кроме известняков, в обломках встречаются туфолавы фиолетового трахиандезитового порфирита и серовато-сиреневые фельзитовые порфиры. В конгломератах имеются прослои (до 1 м) бурых песчанистых известняков, содержащие обрывки мшанок и мелкие перекристаллизованные и гранулированные неопределимые фораминиферы . . . . . 40
2. Верхнекуртекинская подсвита. Лежащие с размывом разногалечные (до валуно-глыбовых в середине пачки) кирпично-красные конгломераты, образованные в основном из гальки разнообразных известняков. Однако наряду с ними здесь в большом количестве содержатся гальки песчаников, алевролитов, конгломератов и туфопесчаников. Сцементированы верхнекуртекинские конгломераты железненным кварц-вулканомиктовым известковистым песчаником.  
В нижней трети пачки преобладают среднегалечные конгломераты, содержащие лишь единичные валуны. Выше по разрезу количество валунов увеличивается и появляются глыбы. Валунно-глыбовый характер имеет следующая треть пачки. Затем крупность галек снова уменьшается и в конгломератах в верхней трети пачки появляются прослои малиново-серых песчаников . . . . . 150-200
3. Венчают толщу малиново-серые разнозернистые туфогенные песчаники, состоящие из перемытых продуктов разрушения средних эффузивов, кварца, амфиболитов, пироксенов, вулканических стекол, слюд, кварцевых алевролитов, небольшого количества известняков. Цемент карбонатно-железисто-кремнисто-туфовый . . . Видимая 70

С северо-востока на описанную толщу по взбросу, падающему в этом же направлении под углом 45-50°, надвинуты породы среднего - верхнего триаса.

В юго-восточном направлении в отложениях куртекинской свиты, особенно в верхней подсвите, растет количество обломков эффузивных пород и примесь туфового материала. Например, в долине р. Кастанат-Джилга (рис. 12; см.

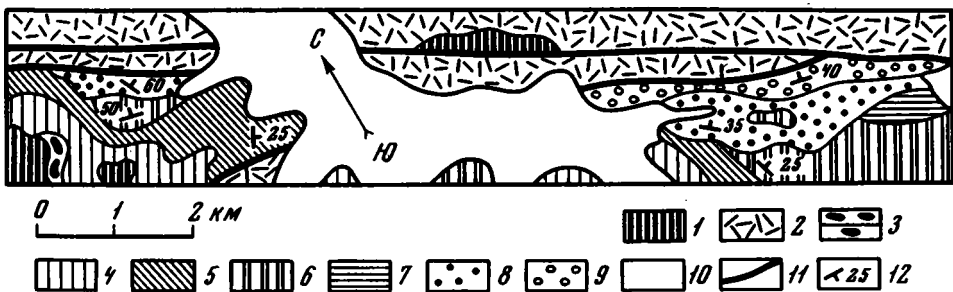


Рис. 11. Геологическая карта долины Куртека  
 1 - кремнисто-карбонатные породы (P<sub>1a</sub>-T<sub>2a</sub>); 2 - известняки и кремнисто-карбонатные сланцы (T<sub>2ld</sub>-T<sub>3k</sub>); 3 - конгломераты и песчаники (J<sub>2bj1</sub>); 4 - известняки и мергели (J<sub>2bj1</sub>); 5 - известняки (J<sub>2bj2</sub>); 6 - известняки (J<sub>2bt</sub>-J<sub>3cl1</sub>); 7 - мергели и известняки (J<sub>3cl2</sub>); 8 - нижнекуртекинская подсвита (Pg<sub>2kr1</sub>); 9 - верхнекуртекинская подсвита (Pg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>?); 10 - четвертичные отложения; 11 - разрывы; 12 - элементы залегания

рис. 8, 14) в верхах разреза появляется пачка карбонатизированных кирпично-красных кислых туфов.

На правом борту долины Караулдында (рис. 13; см. рис. 8, 15, 17) в блоке, находящемся между Нижне-Мургабским и Карасуйским разломами (Руженцев, 19686), в гальке нижнекуртекинских конгломератов обнаружены верхнеюрские брахиоподы: *Ptyctothyris* cf. *dorsoplicata* (E. Desl.), *Terebratula* sp., *Zeileria* sp. (Васильев, 1966). Здесь же наблюдаются наиболее сложные взаимоотношения пород куртекинской свиты с подстилающими отложениями. В горном массиве на правом борту устья долины Караулдында в основании залегают темно-серые известняки байоса, смятые в мелкие складки. На них в тек-

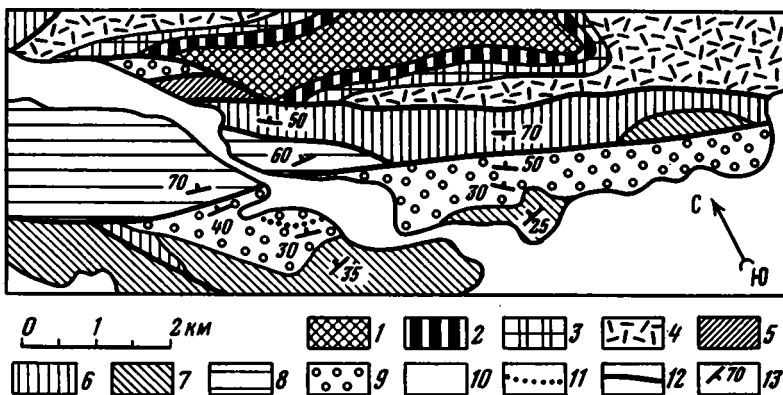


Рис. 12. Геологическая карта долины р.Кастанат-Джилга

1 - песчаники и сланцы (С-Р<sub>1а</sub>); 2 - известняки (Р<sub>1а</sub>-Р<sub>2рп</sub>); 3 - известняки (Т<sub>1</sub>-Т<sub>2</sub>ld); 4 - известняки (Т<sub>3</sub>k-n); 5 - сланцы с прослоями известняков (Т<sub>3</sub>п-r); 6 - доломитистые известняки (J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>); 7 - известняки (J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>); 8 - известняки и мергели (J<sub>2</sub>bt-J<sub>3</sub>cl<sub>1</sub>); 9 - верхнекуртекинская подсвита (Рg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>?); 10 - четвертичные отложения; 11 - граница между конгломератами низов и туфопесчаниками верхов верхнекуртекинской подсвиты; 12 - разрывы; 13 - элементы залегания

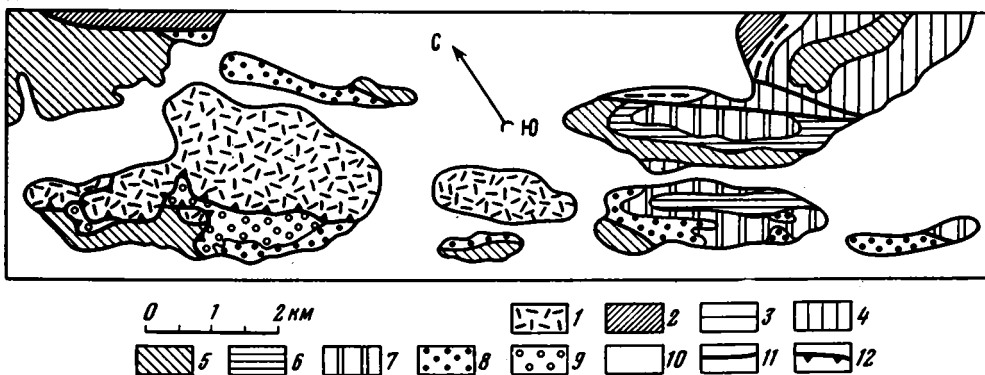


Рис. 13. Геологическая карта правого борта долины Караулдында

1 - известняки и известняковые конгломераты (Т<sub>2</sub>-Т<sub>3</sub>п<sub>1</sub>); 2 - песчаники и сланцы (Т<sub>3</sub>п<sub>2</sub>-r); 3 - конгломераты и песчаники (J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>); 4 - известняки и мергели (J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>); 5 - известняки (J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>); 6 - известняки (J<sub>2</sub>bt); 7 - известняки (J<sub>3</sub>cl<sub>1</sub>); 8 - нижнекуртекинская подсвита (Рg<sub>2</sub>к<sub>1</sub>); 9 - верхнекуртекинская подсвита (Рg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>?); 10 - четвертичные отложения; 11 - крутые разрывы; 12 - пологие надвиги

тонической пластине лежат светлые грубослоистые известняки верхнего триаса, в свою очередь по надвику перекрытые породами куртекинской свиты. На куртекинских конгломератах, слагаая гребень массива, в покрове залегают светлые грубозернистые известняки и серые известняковые конгломераты с карбонатным цементом ("конгломератовидные известняки") рифовых фаций верхнего триаса. Плоскости надвигов наклонены на северо-восток в сторону Карасуйского разлома, выделенного С.В. Руженцевым (19686), под углами порядка 15-30°.

Таким образом, отличительными чертами куртекинского типа разреза являются следующие: наличие перерыва на границе двух составляющих его свит, буровато-серый цвет известняковых конгломератов нижней подсвиты, содержащей прослой песчанистых известняков, и проявление в них гальки трахиандезитовых порфиритов и фельзитовых порфиров; красный цвет пород верхней подсвиты, состоящей на две трети из конгломератов, в которых помимо известняков, в большом количестве присутствует галька терригенных пород и эффузивов кислого и среднего состава; наличие туфопесчаников с горизонтами кислых туфов в верхах разреза.

### Кызылтекинский тип разреза

Он встречается в западных отрогах Сарыкольского хребта на правом борту р. Аксу (рис. 14; см. рис. 8, 40). Здесь в районе горы Кызылтеке отложения кызылтекинского типа залегают на неровной размытой поверхности верхнеюрских светло- и темно-серых средне- и грубослоистых известняков куристыкского типа, часть которых имеет комковатую текстуру, что придает им облик известняковых конгломератов. На юго-западном склоне горы Кызылтеке снизу вверх по разрезу обнажаются следующие породы.

Мощность, м

#### 1. Кызылджилгинская свита.

- |  |       |
|--|-------|
| а) На размытой поверхности юрских известняков, заполняя обычно впадины рельефа, залегают темно-серые, с поверхности светло-зеленые глинистые мергели . . . . .   | 10-15 |
| б) Либо на мергелях, либо непосредственно на юрских известняках лежат серовато-сиреневые и красновато-малиновые алевролиты с карбонатно-кремнистым в разной степени ожелезненным цементом. В верхах пачки есть прослой (по 0,5-1,0 м) зеленовато-сиреневых мелкозернистых и буровато-оливковых разнозернистых (крупные обломки органогенно-водорослевых известняков) полимиктовых песчаников с кремнисто-карбонатным и хлорит-карбонатным цементом, а также линзы среднегалечных серых известняковых конгломератов мощностью до 1,5 м. В песчаниках имеется примесь вулканомиктового и, возможно, пеплового материала в виде плохо окатанных зерен вулканического стекла, микрофельзитовой кварц-полевошатовой основной массы кислых эффузивов, разложенных полевых шпатов, кварц-полевошатовых сферолитов (очень мелких), остроугольных и серповидных обломков кварца и изотропного замутненного стекла. Все это придает песчаникам туфогенный характер . . . . . | 15    |
| в) Мелкогалечный гравелитистый конгломерат. Преобладает галька органогенно-водорослевых известняков. Кроме того, встречаются обломки кремней, кварцитов, песчаников, глинистых сланцев и измененных кислых эффузивов липарито-дацитового ряда. Цемент карбонатный . . . . .  | 1     |
| г) Оливковато-зеленые известковистые алевролиты с прослоями (по 0,5-1,5 м) сиреневых мелкозернистых и зеленовато-сиреневых алевритистых полимиктовых песчаников с кремнисто-хлорит-карбонатным в разной степени ожелезненным цементом . . .  | 10-16 |

2. Киндыкская свита. Залегают либо на предыдущей, либо непосредственно на юрских известняках. На контакте известняки падают на ЮЗ  $10^\circ \angle 40^\circ$ , а вышележащие породы на ЮЗ  $190^\circ \angle 30^\circ$ . Угловое несогласие между породами кызылджилгинской и киндыкской свит незаметно, хотя размыв на границе несомненен. Породы киндыкской свиты представлены переслаиванием серых конгломератов с темно- и буровато-серыми песчаниками и алевролитами. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1-3 м в нижней половине разреза до 2-5 м в его верхах. В нижней половине разреза встречаются единичные прослои черных глинистых сильно гранулированных органогенно-обломочных известняков.

Конгломераты - среднегалечные до мелкогалечных с глинисто-карбонатным цементом. В них преобладает галька органогенно-водорослевых и органогенно-обломочных известняков. Очень редко встречаются гальки серых кремней и темно-зеленых хлоритизированных туфопесчаников. Песчаники и алевролиты - полимиктовые с углисто-глинисто-карбонатным цементом. В некоторых прослоях есть крупная "плавающая" средне- и хорошо окатанная галька органогенно-водорослевых известняков, липаритов и дацитовых порфиров и продуктов их разрушения. Примесь вулканического материала обычно присутствует и в основной массе песчаников . . . . . Видимая 70

На эти породы с юга выдвинуты серые и светло-серые афанитовые хорошо слоистые известняки байоса. По плоскости надвига, падающей на юго-запад под углом  $40^\circ$ , развита серовато-бурая ожелезненная брекчия. Близ контакта с тектонитами южные и восточные выходы конгломератов окрашены в красные тона.

Породы кызылджилгинской и киндыкской свит залегают на юго-западном крыле антиклинали, ограниченный на северо-востоке зоной Калакташского сдвига (Руженцев, Швольман, 1963), по которой они контактируют с гранитоидами Дункельдыкского массива, а также с песчаниками и сланцами истыкской свиты верхнего триаса (см. рис. 14).

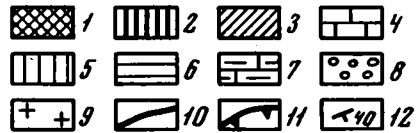


Рис. 14. Геологическая карта окрестностей горы Кызылтеке

- 1 - песчаники и сланцы (С.-P<sub>1a</sub>);
- 2 - туфогенно-кремнисто-карбонатные породы (P<sub>1a</sub>-P<sub>2</sub>); 3 - песчаники и сланцы (T<sub>3n-r</sub>); 4 - известняки (J<sub>2bj1</sub>); 5 - известняки (J<sub>2bj2</sub>); 6 - известняки и мергели (J<sub>2bt</sub>-J<sub>3cl1</sub>); 7 - известняки (J<sub>3cl2</sub>); 8 - кызылджилгинская (C<sub>g2</sub><sup>1</sup>) и киндыкская (P<sub>g2</sub>) свиты; 9 - гранитоиды; 10 - крутые разрывы; 11 - пологие надвиги; 12 - элементы залегания







1. Тузакчинская свита.

- а) В ядре лежащей, опрокинутой на юго-запад антиклинали залегают сиреневые туфогенные песчаники с пирокластическими угловатыми обломками кварца, полевых шпатов, микрофельзитов и микророговиков, слюд, роговой обманки, редкими хорошо окатанными зернами гранулированных известняков, заключенными в туфовом слабо раскристаллизованном, ожелезненном и незначительно карбонатизированном цементе. Песчаники переслаиваются с алевролитами с железисто-карбонатным цементом. Вверх по разрезу появляются прослой и линзы мелкогалечных конгломератов с известняковой галькой . . . . . Видимая свыше 90
- б) Конгломераты, белесые, с темно-серым песчано-карбонатным цементом, содержащим туфогенную примесь в виде буроватого вулканического стекла, фельзитов, кварца, полевых шпатов. Они мелко- и среднегалечные, реже - валунные. Больше чем на 80% галька состоит из известняков. Кроме них редко встречается галька светло-серых известково-полимиктовых песчаников и темно-серых кремней . . . . . 50-70

2. Кызылджилгинская свита.

- а) Средне- и крупнозернистые сиреневато-серые и сиреневато-белые кварц-вулканомиктовые (среднеокатанные обломки микрофельзитовой и микророговиковой основной массы среднекислых эффузивов) песчаники с карбонатно-железисто-кремнистым цементом. В них есть прослой (0,5-1,0 м) малиново-красных алевролитов с плавающей галькой известняков и карбонатно-железистым цементом и такого же цвета мелко- и среднегалечных конгломератов с глинисто-алевритистым цементом, в которых больше 80% гальки песчаников и алевролитов, в том числе вмещающих и из подстилающей свиты, часто окрашенных в зеленоватые тона, и очень мало гальки известняков . . . . . 15-20
- б) Зеленые песчанистые мергели с прослоями через 3-5-7 м мелкозернистых полимиктовых зеленовато-серых и кварц-туфогенных малиново-серых песчаников с хлорит-карбонатно-кремнистым, иногда ожелезненным цементом. Туфогенный материал представлен обломками мелких кварц-полевошпатовых сферолитов, зерен плагиоклазов, авгита, биотита, стекла. В верхах пачки есть прослой известняковых конгломератов по 2-3 м . . . . . 200-250

3. Киндыжская свита.

Сложена серыми конгломератами. В нижней половине разреза они мелко- и среднегалечные, реже валунные. В гальке преобладают известняки, в том числе верхнеюрские, из обломков которых В.И. Дроновым еще в 1959 г. были определены *Aequpecten cf. fibrosodichotomus* Kas., *Camptonectes* sp., *Ostrea sandalina* Goldf. Известняки с этой фауной были собраны в конгломератах, обнажающихся на правом борту верховьев р. Кызыл-Джилга. Кроме известняков, иногда встречаются малиновые песчаники и серые и голубовато-серые кремни. Цемент песчанисто-карбонатный. В этой части конгломератов есть прослой (1,0-1,5 м) серых крупнозернистых полимиктовых песчаников с глинисто-карбонатным цементом и оливковых и оливково-серых песчанистых мергелей с растительным детритом, а также четыре пачки известняков. Пачки известняков имеют следующее строение. В основании обычно залегают пласт светло-серых гранулированных органогенно-обломочных известняков (до 1,5 м), на них темно-серые песчаники и черные глинистые сланцы (0,5-1,0 м), которые перекрываются темно-серыми и черными водорослевыми известняками мощностью до 2 м. Выше - конгломераты. В прослоях песчаников и сланцев

Б.К. Кушлиным были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ, из которых А.М. Давыдченко определила формы *Pinus* sect. *Diploxylon*, *Ginkgo*, *Magnolia*, *Palmae*, *Rhus*, *Quercus*, *Ephedra*, *Chenopodiaceae*, *Graminaceae*, *Eisinnococales*.

А.М. Давыдченко отнесла этот комплекс к палеогену, а сходный по составу комплекс из прослоев песчаников и углистых сланцев в конгломератах р. Дузах-Дара (Юго-Западный Памир) ею определен позже как верхнеэоценовый – нижнеолигоценовый (Васильев, 1966). Очевидно, это определение справедливо и для первого комплекса.

Вверх по разрезу конгломераты становятся крупногалечными и валунно-глыбовыми. В них растет количество гальки пестроокрашенных песчаников и алевролитов, в том числе попадают гальки серовато-малиновых кварц-туфогенных песчаников, аналогичных тем, которые имеются в прослоях среди песчаных мергелей кызылджилгинской свиты. Верхняя часть свиты наибольшую мощность имеет на левом борту верхнего течения р. Кызыл-Джилга.

Видимая мощность конгломератов примерно 300 м, а всей толщи водораздела рек Акширяк – Шинды . . . . . Более 700

Породы водораздела рек Шинды и Акширяк слагают останец покрова, в состав которого, кроме них, входят отложения перми и триаса. Длина останца свыше 9 км при максимальной ширине около 4 км (см. рис. 15). На севере он ограничен надвигами, плоскости которых падают к югу под углами 40–50°. На юге, в верховьях р. Тузакчи-Джилга и далее к западу плоскости разломов падают к северу под углами 20–30°. Восточнее их падение меняется на южное с углами 45–60°. Смена направления падения совпадает с повышением гипсометрического уровня трассы разломов, т.е. на юге прослеживается запрокидывание подошвы аллохтона, который залегают на песчаниках и сланцах базардунской свиты карбона – нижней перми.

Аллохтон состоит из пяти пластин (см. рис. 15, II). Две нижние сложены песчано-сланцевыми и известняково-кремнистыми отложениями пермо-триаса, относящимися к осадкам некомпенсированной зоны внутренней депрессии, по С.В. Руженцеву (1968б). Следующие три пластины образованы интересующими нас образованиями. Нижняя из них состоит из пород тузакчинской и кызылджилгинской свит. Эти породы смяты в лежащую, опрокинутую к югу антиклиналь, замок которой виден в верховьях правых нижних притоков р. Шинды. На западном окончании ее структура осложнена дополнительными сколами, благодаря которым ядро антиклинали, сложенное песчаниками тузакчинской свиты, оказалось пододвинутым под конгломераты верхов этой свиты. При этом в конгломератах возникли многочисленные срывы, расположенные как под значительными (до 60°) углами к слоям, так и почти по слоистости. Раздавливание конгломератов во время образования срывов привело к превращению их цемента в зеленоватую мергелеподобную (внешне) массу листоватой текстуры, обтекающую развальцованные гальки. Может быть именно эти породы предыдущие исследователи называли мергелями с известняковой галькой.

Выше залегают пластины, состоящая из конгломератов киндыкской свиты. На левом борту верховьев р. Кызыл-Джилга конгломераты надвинуты на породы кызылджилгинской свиты. Подобные соотношения этих пород видны также на водораздельном хребте в верховьях рек Кызыл-Джилга и Тузакчи-Джилга. Конгломераты, несмотря на видимое пологое залегание с падением от 15 до 30°, нарушены многочисленными срывами. В таких местах они развальцованы, окрашены в зеленоватые тона, а их галька "плавает" в давленном цементе.

Самая верхняя пластина также представляет собой опрокинутую к югу лежащую антиклиналь, сложенную, однако, породами кызылджилгинской и киндыкской свит. Замок ее обнажается на южном склоне водораздельного гребня и

хорошо виден в верховьях р. Тузакчи–Джилга. На северном склоне и водо-раздельном гребне в верховьях р. Кызыл–Джилга наблюдается стратиграфический контакт между осадками кызылджилгинской и киндыкской свит, а на правом борту р. Кызыл–Джилга и на гребне водораздела в ее истоках породы кызылджилгинской свиты надвинуты на киндыкские конгломераты. Подобные же соотношения имеются на крайнем западном окончании водораздельного гребня. В верховьях р. Тузакчи–Джилга киндыкские конгломераты верхней пластины тектонически налегают на одновозрастные конгломераты предыдущего горизонта покрова. Аналогичная картина наблюдается на левом борту р. Кызыл–Джилга.

Запрокидывание подошвы аллохтона на его южной границе приводит к обратным соотношениям между слагающими его тектоническими пластинами. На крайнем востоке, в приводораздельной части Сарыкольского хребта, породы пермо–триаса оказываются надвинутыми на киндыкские конгломераты двух самых верхних пластин, а на них, в свою очередь, тектонически налегают отложения базардинской свиты.

В целом структура водораздела рек Шинды и Акширяк является покровной синклиналью. Возникла она после накопления конгломератов киндыкской свиты, т.е. не раньше середины олигоцена. Ее образование связано с возникновением Истыкского надвига и перемещением по его плоскости пород внутренних частей синклинория Юго–Восточного Памира на его окраины (Руженцев, 1968б; Швольман, 1971).

Для отложений Шиндыйской покровной синклинали характерно отсутствие галек и обломков гранитоидных и метаморфических пород, широко распространенных на севере, в районе Дункельдыкского массива, и на востоке – в Куньлуне. Осадки, похожие на молодые образования Сарыкольского хребта, не обнаружены ни на севере, ни на юге, ни на востоке. В расположенной по соседству Ташкурганской впадине Западного Куньлуна третичные осадки представлены серовато–желтыми песчаниками и конгломератами, перекрываемыми пелетьно–серыми глинами (Беляевский, 1976), т.е. не имеют ничего общего с породами Сарыкольского хребта. Скорее всего породы шиндыйского типа были первоначально распространены там, где встречаются юрские отложения карабелесской структурно–фациальной зоны (см. рис. 8), но позднее, как и подстилающие их породы, они на больших площадях были уничтожены эрозией. Этот вывод следует из того, что среди других известных разновидностей юрских образований встречаются иные по составу мел–палеогеновые отложения.

### Кызылрабатский тип разреза

Отложения кызылрабатского типа встречаются среди юрских осадков гурумдинского и мынхаджирского фациальных комплексов (см. рис. 8), т.е. их распространение приурочено к внешней части палеозойско–мезозойского прогиба.

Наиболее полный и мощный разрез кызылрабатского типа находится на левом борту долины р. Кызыл–Рабат (рис. 16; см. рис. 8, 6).

Снизу вверх по разрезу в нем выделены следующие свиты.

Мощность, м

2. Чапакская свита. Перекрывает размытую поверхность массивных нижнеюрских известняков.
  - а) Серые известняковые конгломераты с карбонатным цементом, падающие на север под углом 40° . . . . . До 20
  - б) Либо коричневатые глины с прослоями (0,2–0,5 м) буроватых карбонатизированных туфопесчаников и серых и розоватых кислых туфов, либо переслаивание (0,2–2,0 м) пестроокрашенных мелкообломочных, шламово–детритусовых и биохемогенных известняков с серыми, зеленоватыми и сиреневыми карбонатизированными кислыми туфами . . . . . 40–50

- в) Сиреневаго-зеленые туфобрекчии и туфоконгломераты с горизоннтами (1,0-1,5 м) сероватых лав авгит-биотит-роговообманковых дацитов; в гальке туфоконгломератов помимо обломков вулканогенных пород липарит-дацитового ряда в значительном количестве встречаются известняки . . . . . 30-70
2. Мазарская свита. Лежит с размывом на подстилающей.
- а) Буроватые и серые карбонатизированные туфогенные известковистые песчаники и алевролиты с прослоями (0,5-1,5 м) известняково-вулканомиктовых конгломератов, сцементированных туфопесчаником и содержащих обломки среднекислых эффузивов . . . . . 15-50
- б) Красноватые глины с прослоями (1,5-2,0 м) сероватых шламово-детритусовых известняков, загрязненных терригенно-вулканогенным материалом, а также туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов авгит-биотитовых дацитов . . . . . 35-100
- в) Сиреневые известняково-туфогенные песчаники и алевролиты с прослоями серых шламово-детритусовых известняков с терригенно-вулканогенной примесью и линзами и прослоями (до 1,5 м) известняковых конгломератов с туфово-карбонатным цементом . . . . . От 50 до 150
3. Рабатская свита. Залегает на подстилающей без углового несогласия, но с размывом.
- а) Либо красноватые в основании и оливковые вверху известняковые конгломераты, сцементированные кварц-вулканомиктовыми песчаниками с обломками среднекислых эффузивов, либо (на северо-западе) коричневые туфоконгломераты из обломков известняков и эффузивов (липарит-дацитов, авгит-биотитовых дацитов, андезит-дацитов) с прослоями туфопесчаников и горизонтами (1,5-2,0 м) лав трахиандезитов . . . . . 30-60
- б) Либо переслаивание (по 3-10 м) красноватых (реже оливковых) кварц-вулканомиктовых песчаников с карбонатно-кремнистым и железисто-карбонатно-кремнистым цементом с серыми известняковыми конгломератами, либо переслаивание (по 1,5-8,0 м) красноватых туфопесчаников с туфоконгломератами, туфобрекчиями и сиреневыми или желтоватыми лавами и туфами трахиандезитов, которые перекрываются горизонтами коричневых известняково-вулканомиктовых конгломератов, мощностью до 20 м . . . . . 50-100
4. Нижнекуртекинская подсвита. Лежит на подстилающих породах с размывом и незначительным угловым несогласием (до  $10^0$ ) и состоит из серых, с поверхности рыжевато-бурых конгломератов, образованных из гальки известняков и эффузивов, встреченных в рассмотренных свитах. Конгломераты сцементированы песчанистым известняком, который одновременно образует в них прослой. Известняк имеет обломочную структуру, гранулирован и перекристаллизован, содержит мелких остракод. . . . . Видимая свыше 50

В долине р. Кызыл-Рабат отложения данного типа образуют антиклиналь северо-западного простирания, в ядре которой обнажаются нижнеюрские известняки (см. рис. 16). Ее крылья осложнены рядом складок с падением слоев от  $15$  до  $50^0$ . На севере антиклиналь срезана линией Давансайского сдвига (Руженцев, 1968б), плоскость которого круто ( $70^0$ ) падает в северных румбах. Детали строения складки и ее соотношение со структурами, сложенными следующим, тешикташским, типом отложений, неясны.

К северу от оз. Салангур отложения кызылрабатского типа протягиваются полосой шириной до 1,5 км от правого борта р. Айдын-Куль до левого борта р. Чон-Булак (рис. 17). Они залегают на северном крыле антиклинали и приурочены к ядру смежной с ней синклинали, сложенной породами нижней и средней юры (байоса) гурумдинского типа. Эти породы, как и перекрываю-

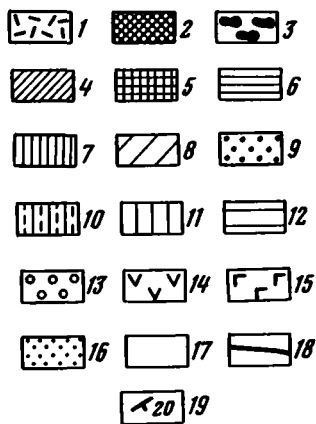
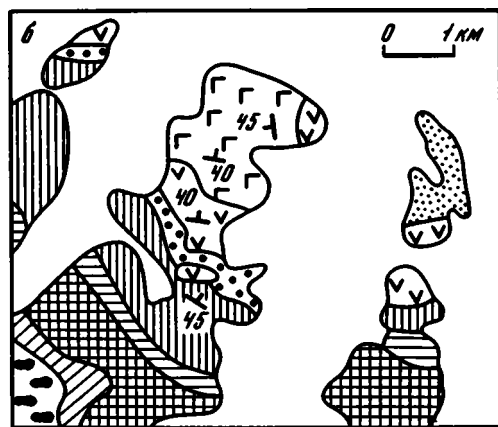
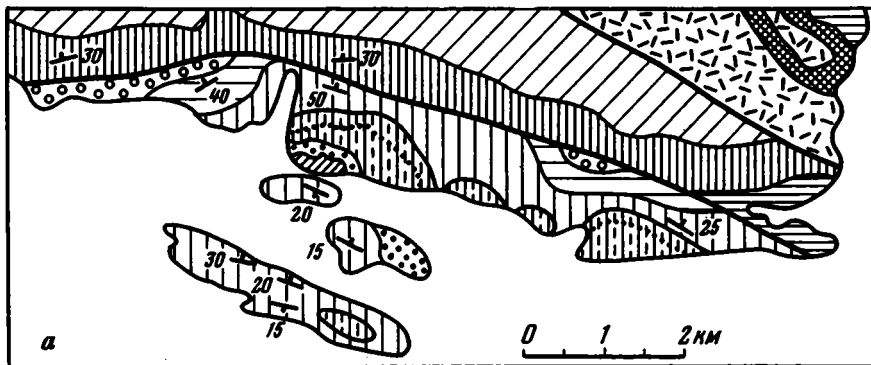


Рис. 16. Геологические карты левого борта долины р.Кызыл-Рабат (а) и долины Кен-Джилга (б)

1 - известняки ( $T_{2ld} - T_{3k}$ ); 2 - песчаники и сланцы ( $T_{3n-r}$ ); 3 - базальные песчаники и конгломераты ( $J_1$ ); 4 - известняки ( $J_1$ ); 5 - известняки и мергели ( $J_{1-2}$ ); 6 - известняки и песчаники ( $J_{2bj_1}$ ); 7 - известняки ( $J_{2bj_2}$ ); 8 - известняки ( $J_{2bt} - J_{3cl}$ ); 9 - базальные конгломераты чапакской и бенкской свит ( $C_{r1}$ ); 10 - чапакская свита ( $C_{r1}$ ); 11 - мазарская свита ( $C_2^1$ ); 12 - рабатская свита ( $C_{r2}^2$ ); 13 - нижнекуртекинская подсвита ( $P_{g2}$ ); 14 - бенкская свита ( $C_{r1}$ ); 15 - кенская свита ( $C_{r2}^1$ ); 16 - акбелесская свита ( $C_{r2}^2$ ); 17 - четвертичные отложения; 18 - разрывы; 19 - элементы залегания

шие их отложения, смяты в серию дополнительных мелких складок и в ряде случаев обнажаются в ядрах антиклинальных структур.

На них с северо-востока надвинуты серые и светло-серые ясно- и грубо-слоистые известняки байоса кокбелесского типа Истыкской зоны. Они образуют слегка запрокинутую на юго-запад синклиналь, прослеживающуюся на обоих бортах долины р. Айдын-Куль. Этот покров является фрагментом межзонального Гурумдинского надвига.

Айдынкульский разрез характеризуется отсутствием галек эффузивов в конгломератах. Последнее удивительно, если учесть широкое распространение вулканогенов в непосредственной близости от описанного разреза к востоку и югу.

Известняковые конгломераты с карбонатным цементом, аналогичные по составу и облику тем, которые встречаются в основании разреза долины р. Айдын-Куль, имеются в 20 км к юго-востоку от устья р. Кызыл-Рабат. Они обнажаются на северном склоне водораздельного гребня между бассейнами рек Бейк и Хан-Юлы примерно напротив устья левого притока первого -

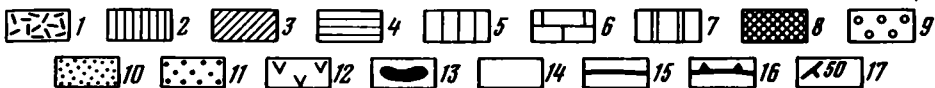
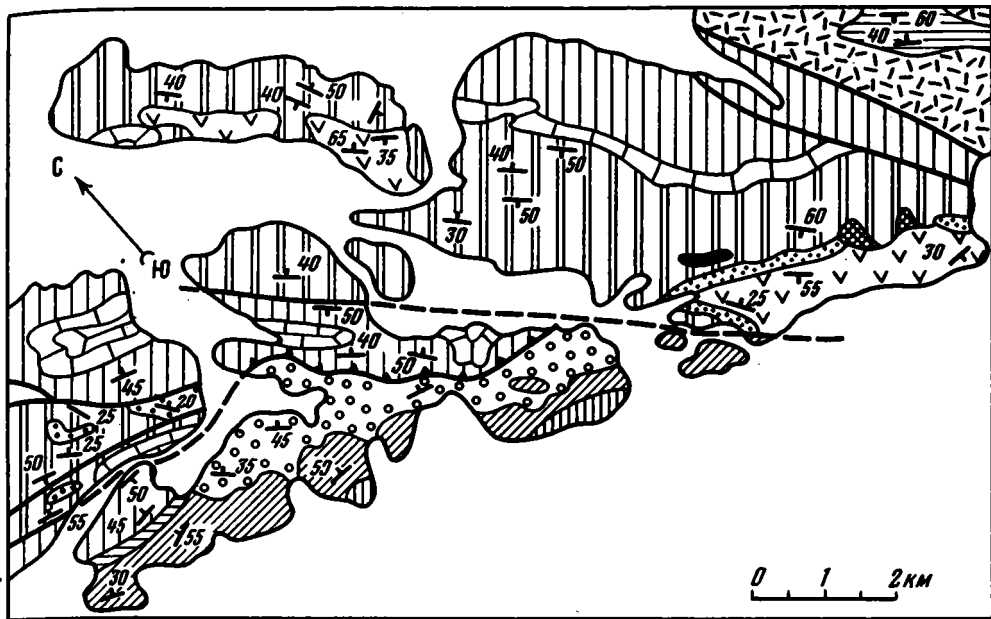


Рис. 17. Геологическая карта северного борта Салангурской котловины

1 - известняки ( $T_2ld - T_3k$ ); 2 - известняки ( $J_1$ ); 3 - известняки и мергели ( $J_{1-2}$ ); 4 - песчаники и конгломераты на востоке ( $J_2bj_1$ ); 5 - известняки ( $J_2bj_2$ ); 6 - известняки и мергели ( $J_2bt$ ); 7 - известняки ( $J_3cl_1$ ); 8 - известняки и мергели ( $J_3cl_2$ ); 9 - чапакская и рабатская свиты ( $C_{r1}$  и  $C_{r2}$ ); 10 - базальные конгломераты байекской свиты ( $C_{r1}$ ); 11 - нижнекуртекинская под-свита ( $P_{g2}$ ); 12 - эффузивы байекской свиты; 13 - дайки кварцевых диоритов; 14 - четвертичные отложения; 15 - крутые разрывы; 16 - Гурумдинский надвиг; 17 - элементы залегания

р. Чапак-Таш (см. рис. 19). На конгломераты с юга и севера надвинуты известняки байоса. Известняки падают в южных и юго-западных румбах под углами от  $65^\circ$  до  $45^\circ$ , а "подстилающие" их конгломераты падают на север, причем крутизна наклона с юга на север уменьшается от  $70^\circ$  до  $30-25^\circ$ . Видимая мощность их  $70-100$  м. Эти конгломераты, по-видимому, принадлежат к базальным горизонтам чапакской свиты. Они занимают то же структурное положение, что и конгломераты Айдын-Куля, так как тектонически перекрываются аналогичными по составу известняками байоса. В них нет обломков эффузивных пород. К югу от этих конгломератов, на водоразделе и южном склоне того же самого гребня, С.В. Руженцев (1968б) отмечает наличие пород седекской свиты ниже-среднеюрского возраста, обнажающихся из-под отложений келловейского яруса в тектонических окнах. Келловейские осадки принадлежат к отложениям кокбелесского типа Истыкской зоны, а седекские характерны для отложений Гурумдинской зоны. Между тем в долине Айдын-Куля подобные конгломераты как раз перекрывают юрские отложения Гурумдинской зоны и залегают под плоскостью одноименного межзонального надвига здесь и на р. Машале.

На северной окраине Юго-Восточного Памира в районе развития юрских отложений мынхаджирского типа встречаются серые, с поверхности красные и бурые, крупногалечные конгломераты, сцементированные песчаным в разной степени ожелезненным известняком (см. рис. 8,26). Конгломераты почти

целиком состоит из гальки известняков. Редко попадаются гальки кремней, песчаников, сланцев. Видимая мощность конгломератов не превышает 100 м.

В их гальке В.И. Дроновым в 1958 г. была обнаружена фауна, относящаяся к среднему и верхнему отделам юрской системы: *Entolium* sp., *Posidonia* Buchi Roem., *Macrodon* sp., *Lima* sp. (ex gr. *timida* Roem.), *Aequipeecten* sp., *Ostrea* sp., *Terebratulula* sp., *Rhynchonella* sp., *Perisphinctes* sp.

Распространение этих конгломератов приурочено к северному крылу Мынхаджирского синклиория (Руженцев, 1968б), имеющего сложную покровную структуру. Конгломераты залегают на размытой неровной поверхности средневерхнеюрских пород. Как и подстилающие их отложения, они подверглись дислокациям, сохранившись в настоящее время только в ядрах синклиналей, причем угловое несогласие их с подстилающими образованиями редко достигает  $7-8^{\circ}$ , тогда как углы наклона слоев в складках иногда превышают  $30^{\circ}$ . Таким образом, накопление этих конгломератов произошло до возникновения современной структуры Мынхаджирского синклиория.

На первый взгляд данные конгломераты по составу и структурному положению больше всего похожи на куртекинские. Однако в них нет обломков вулканогенных пород, которые характерны для конгломератов куртекинского типа. Это сближает данные конгломераты с базальными горизонтами отложений кызылрабатского типа, тем более что распространение тех и других приурочено к периферии палеозойско-мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира.

Таким образом, наиболее полные разрезы отложений кызылрабатского типа состоят из четырех свит, разделенных поверхностями несогласий. Надбазальные горизонты нижней половины чапакской свиты имеют пеструю окраску и тонкий, глинисто-туфовый или известняково-туфовый состав, а верхняя половина ее сложена грубообломочными пирокластическими породами зеленоватой окраски. Вулканогенные породы свиты представлены липарит-дацитовыми порфирами. Для мазарской свиты характерны красноватая окраска (за исключением базальных горизонтов), преимущественно туфопесчано-глинистый состав, груборитмичное чередование терригенно-вулканогенных пород с прослоями известняков, наличие туфов авгит-биотитовых дацитов. Нижняя часть рабатской свиты сложена в основном красноцветными конгломератами и туфоконгломератами с горизонтами лав, а верхняя состоит из груборитмичного переслаивания или красноцветных песчаников с серыми известняковыми конгломератами, или туфопесчаников с туфоконгломератами и туфобрекчиями. Причем последние содержат пестроокрашенные горизонты лав. Для эффузивов данной свиты типичен трахиандезитовый состав. Наконец, сероцветные нижнекуртекинские конгломераты включают обломки перечисленных выше эффузивов и прослои песчаных известняков.

#### Тешикташский тип разреза

Под этим названием объединены преимущественно вулканогенные образования, распространенные на южной окраине Юго-Восточного Памира и соответствующие в основном "тешикташской толще" (Дронов, Левен, 1961).

Главные поля распространения пород тешикташской толщи находятся среди юрских отложений гурумдунского типа (см. рис. 8). Только к северу от оз. Салангур (см. рис. 8, 4) и в долине р. Беш-Булак (см. рис. 8, 12) эти породы залегают на осадках кокбелесского фациального комплекса. Вероятно, такое же положение занимают эффузивы, встреченные к северу от перевала Кызыл-Рабат (см. рис. 8, 5).

А.М. Месхи вулканогенные образования делит на "кызылрабатскую формацию монцитонитоидных пород" и более молодую "бахмалджилгинскую формацию трахиандезитов и трахилипаритов" (Месхи, Таджидинов, 1966). Возраст этих образований определяется по залеганию на юрских породах, наличию верхнеюрской фауны в гальке базальных конгломератов и по данным абсолютного возраста, полученным К-Аг-методом.

В "тешикташской толще" снизу вверх по разрезу можно выделить три свиты, описание которых дано ниже.

Мощность, м

1. Бейкская свита. Налегает на размытую поверхность юрских известняков с незначительным (до 15°) угловым несогласием.
  - а) Локально распространенный горизонт серых и буроватых преимущественно известняковых конгломератов с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом; он иногда включает прослой темно-серых туфобрекчий и туфов (см. рис. 8, 8 и 9); в гальке В.И. Дроновым (Дронов, Левен, 1961) обнаружены нижнеюрские и верхнебайосские аммониты и верхнеюрские пелециоды: *Aequipeecten fibrosodichotomus* Kas., *Aequipeecten* cf. *fibrosa* Sow., *Velopecten* sp., *Ostrea* sp., (см. рис. 8,4) . . . . . 10-40
  - б) На левом борту р. Кен-Джилга (см. рис. 8, 7) сохранился горизонт чередующихся красноватых туфогенно-известковистых песчаников и зеленоватых известковистых алевролитов . . . . . 15-20
  - в) Либо на описанных горизонтах, либо непосредственно на юрских известняках залегают окрашенные преимущественно в зеленоватые, серые и сиреневые тона лавы и туфы биотитовых и биотит-роговообманковых липарит-дацитовых порфиров, иногда содержащих в основании прослой туфоконгломератов (см. рис. 8, 4). . . . . От 4-15 до 100-600
  - г) Местами липарит-дациты сменяются обособленной пачкой сиреневатых туфов и туфолав роговообманково-пироксен-биотитовых дацитовых порфиров мощностью от 50 до 250 м; чаще эти породы встречаются в переслаивании с липарит-дацитами и имеют ту же самую окраску, а мощность свиты в этом случае достигает 900 м (см. рис. 8, 11 и 32).
  - д) Либо (см. рис. 8, 7) переслаивание буроватых туфопесчаников, зеленоватых крупнообломочных туффитов и сиреневатых туфоконгломератов из обломков известняков и подстилающих эффузивов мощностью 15-60 м, либо (см. рис. 8, 35) сиреневатые, преимущественно известняковые конгломераты с горизонтами (1-5 м) туфов и туфолав дацитов и плагиолипаритов . . . . . 50-100

Возраст вулканогенных пород свиты равен 120-130 млн. лет (Буданов, Месхи, Крылов, 1964), т.е. ее отложения образовались в нижнем мелу.

Мощность, м

2. Кенская свита. Перекрывает размытую поверхность пород бейкской свиты, что особенно четко видно на левом борту р. Кен-Джилга (см. рис. 8,7).
  - а) Коричневатые и сиреневые, реже зеленоватые туфы с горизонтами лав авгит-биотитовых андезитоидных дацитов . . . . . 100-140
  - б) В районе горячего источника Бахмыр (см. рис. 8, 38) встречаются сургучно-красные вулканомиктовые конгломераты из гальки подстилающих эффузивов, но не содержащие обломков вулканогенных пород следующей свиты; конгломераты сменяются красными кварц-туфогенными песчаниками с кремнисто-карбонатно-железистым цементом . . . . . Около 100

Возраст андезитоидных дацитов, определенный Ю.А. Боршевским для пород, распространенных на водоразделе рек Тегерменсу и Бахмыр-Куль, равен 95 млн. лет и совпадает с возрастом гранодиоритов правобережья р. Бейк (Крылов, Силян, 1963), аналоги которых являются корневыми телами этих эффузивов. Следовательно, отложения данной свиты накопились, скорее всего, в начале верхнего мела (сеномане - туроне?).



3. Акбелесская свита. Налегает на размытую поверхность подстилающих пород и распространена весьма ограниченно (см. рис. 8, 8, 11, 31-34).
- а) Эффузивная подсвита в районе горы Акбелес (см. рис. 8, 31) сложена оранжево-красными пироксен-амфибол-биотитовыми трахиандезитами и плагиопорфирами трахитового состава, имеющими кайногиный облик и мощность . . . . . Около 100
- б) Осадочно-вулканогенная подсвита либо перекрывает предыдущую, либо залегает непосредственно на более древних эффузивах (см. рис. 8, 8, 34); она больше чем на половину состоит из буровато-серых конгломератов, в которых преобладает галька известняков, цементированных карбонатизированным туфопесчаником; кроме известняков встречаются гальки подстилающих эффузивов; в нижней половине подсвиты есть горизонты (2-3 м) фиолетовых и оливковых лав двупироксеновых трахиандезитов и их зеленоватых туфов; встречаются также пачки (1-15 м) коричневатых и оливковых вулканических и туфогенных полосчатых песчаников с базальным карбонатным цементом, содержащим перекристаллизованные фораминиферы, и прослоями (0,2-0,4 м) светло-серых перекристаллизованных органогенно-водорослево-обломочных известняков; иногда (см. рис. 8, 11) подсвита начинается горизонтом (около 20 м) серых микрозернистых известняков с окатанными обломками подстилающих эффузивов и известняков. Более 100
- Возраст эффузивов данной свиты определяется в 70-75 млн. лет, соответственно возрасту даек граносиенит-порфиоров на водоразделе рек Кара-Джилга - Тегерменсу и в устье первой. Эти дайки являются корневыми телами эффузивов и отнесены к восточной части Южно-Аличурского дайкового пояса (Буданов и др., 1964). Следовательно, образования акбелесской свиты накопились, очевидно, во вторую половину верхнемеловой эпохи (сенон?).

Вулканогенные породы двух первых свит тешикташского типа разреза входят в состав "кызылрабатской формации", а третьей - относятся к "бахмалд-жилгинской формации".

Как было отмечено еще А.М. Месхи (1964), лавы, входящие в состав тешикташских отложений, испытали значительные дислокации. Поэтому углы падения в них и в подстилающих юрских породах в несколько раз больше величины углового несогласия между теми и другими.

В нижнем течении р. Кен-Джигла породы тешикташского типа вместе с юрскими отложениями смяты в серию складок с падением крыльев от 15 до 45° и, в общем, погружаются на север под современную поверхность Салангурской депрессии (см. рис. 16,б).

К северному краю этой депрессии на правом берегу урочища Чон-Булак приурочен участок развития тешикташских отложений, где В.И. Дроновым впервые было установлено налегание осадков беикской свиты тешикташской толщи на верхнеюрские породы, представленные светло- и темно-серыми грубослоистыми и массивными известняками с пелециподами *Aequpecten cf. caucasicus* Pcel., *Pholadomia hemicardia* Roem., *Acromytilus* sp. (см. рис. 17).

Эти отложения расположены в ядре субширотной синклинали, которая, расширяясь на восток, скрывается под поверхностью Салангурской депрессии. Синклиналь обладает асимметричным строением, с более крутым северным и сравнительно пологим южным крылом (см. рис. 17). Интересно, что юрские известняки северного крыла складки прорваны дайкой серых слабо раскристаллизованных биотит-роговообманковых диорит-порфиритов, являющихся, возможно, одним из корневых тел, расположенных к югу лав.

Дацинты Чонбулакской синклинали находятся в зоне распространения юрских отложений кокбелесского типа. Эффузивы беикской свиты среди юрских отло-

жений данного типа также имеются в 5 км к восток-северо-востоку от Чонбулакской синклинали на правом борту р. Беш-Булак (см. рис. 8, 12, 17). Они залегают на размытой поверхности верхнеюрских известняков и состоят из чередования пестроокрашенных лав, в том числе мицдалекаменных, и туфов, в которых заключены вулканические бомбы размером 0,5 м. Пестрая окраска пород связана с разным характером вторичных изменений.

Судя по однообразному составу, лавы и туфы дацитов Бешбулака являются продуктом одноактного извержения, а наличие вулканических бомб как будто указывает на сравнительную близость их к вулканическому аппарату. Таким аппаратом мог быть шток на восточном конце поля развития эффузивов, вокруг которого находится основная масса горизонтов туфов, обогащенных вулканическими бомбами. Вполне вероятно, что этот шток послужил источником и для лав, накопившихся в урочище Чон-Булак, так как они имеют сходный состав и близкий характер вторичных изменений.

Таким образом, оба выхода, отстоящие в современной структуре на 5 км друг от друга, по-видимому, могут рассматриваться как продукты одноактного извержения одного и того же вулкана, которые затем были разобщены более поздними дислокациями и эрозией.

Действительно, лавы и туфы Бешбулака смяты в складки с углами падения крыльев до  $60-80^{\circ}$  (см. рис. 17). Контакты их с подстилающими известняками, как правило, засыпаны в полосе шириной 10-30 м. Тем не менее между ними наблюдаются следующие соотношения в элементах залегания:

Известняки	Эффузивы
ЮВ $150^{\circ} \angle 40^{\circ}$	ЮЗ $225^{\circ} \angle 35^{\circ}$
ЮЗ $230^{\circ} \angle 70^{\circ}$	ЮЗ $220^{\circ} \angle 80^{\circ}$
ЮЗ $225^{\circ} \angle 70^{\circ}$	ЮЗ $210^{\circ} \angle 60^{\circ}$

Следовательно, налицо часто весьма значительное азимутальное несогласие и весьма небольшое угловое, при общей довольно сильной нарушенности.

Наиболее обширные поля распространения эффузивов тешикташской толщи находятся на южной окраине Юго-Восточного Памира, к востоку от долины р. Уртабель. Они слагают горные массивы на правом борту долины р. Кызыл-Рабат и левом борту долины р. Беик.

Массив расположенный в междуречье Уртабеля, Кызыл-Рабата и Аксу, А.М. Месхи (1964) называет Тешикташским экструживным куполом (рис. 18). Он состоит из лав и туфов липарит-дацитов и дацитов.

Основание разреза эффузивов обнажено по правому борту р. Уртабель, левому берегу р. Аксу и в верховьях р. Джул-Белес (см. рис. 8, 8 и 9). Они залегают на эродированной поверхности нижнеюрских известняков с небольшим угловым несогласием, которое не превышает  $10-15^{\circ}$ . Так, на правом борту р. Уртабель известняки и эффузивы имеют следующие элементы залегания:

Известняки	Эффузивы
ЮВ $160^{\circ} \angle 55^{\circ}$	ЮВ $160^{\circ} \angle 40^{\circ}$
СВ $40^{\circ} \angle 50^{\circ}$	ЮВ $120^{\circ} \angle 40^{\circ}$
СЗ $300^{\circ} \angle 50^{\circ}$	СЗ $335^{\circ} \angle 40-45^{\circ}$

Как видно, соотношения между двумя группами пород близки к тем, которые имеются в Бешбулаке.

Эффузивы Тешикташского купола, залегающие на нижнеюрских известняках, "вписаны" в обширную синклиналиную структуру, погружающуюся в северо-западном направлении. Они смяты совместно с подстилающими отложениями. При этом углы наклона в лавах и туфах в несколько раз больше углового несогласия между ними и мезозойскими известняками.

В современной структуре хорошо сохранилось только юго-западное крыло синклинали, а северо-восточное уничтожено расположенными здесь субвулканическими интрузиями, являющимися, по мнению А.М. Месхи, корневыми залежами излившихся эффузивов. Сама синклиналь испытала в процессе форми-

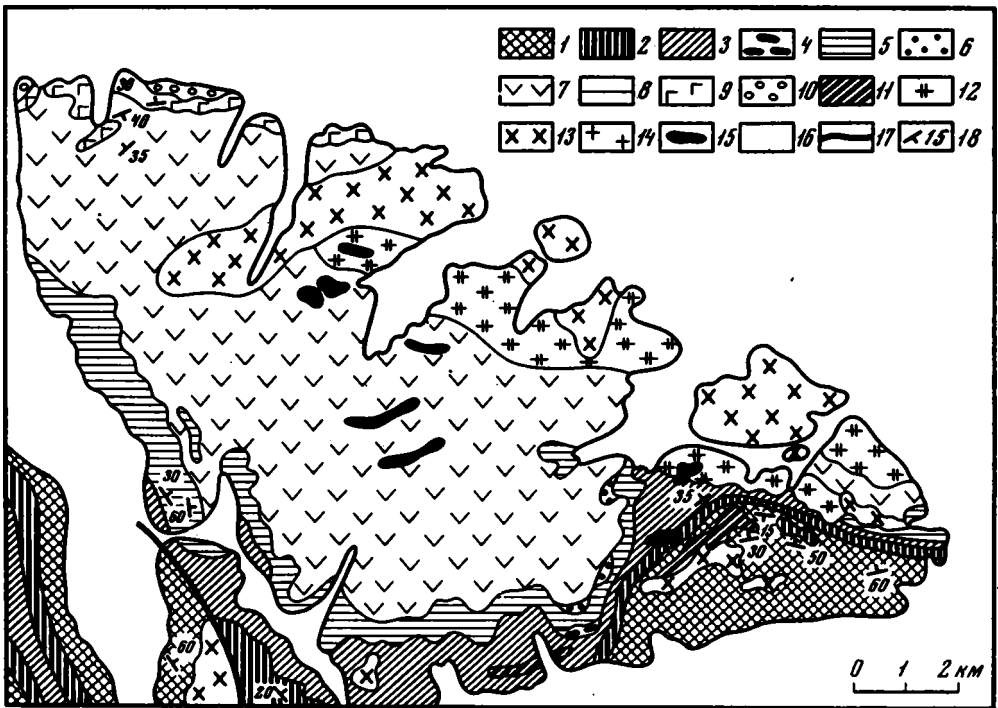


Рис. 18. Геологическая карта гор Тешик-Таш

1 - песчаники и сланцы ( $C-P_{1a}$ ); 2 - карбонатно-глинисто-кремнистые породы ( $P_{1a}-T_{3k}$ ); 3 - песчаники и сланцы ( $T_{3п-г}$ ); 4 - базальные конгломераты ( $J_1$ ); 5 - известняки ( $J_{1-2}$ ); 6 - базальные конгломераты беикской свиты ( $C_{r1}$ ); 7 - беикская свита ( $C_{r1}$ ); 8 - акбелесская свита ( $C_{r_2^2}$ ); 9 - кенская свита ( $C_{r_2^1}$ ); 10 - базальные горизонты акбелесской свиты ( $C_{r_2^2}$ ); 11 - дайки диабазов; 12 - кварцевые монцитоны и их порфировые разности; 13 - гранодиориты, тоналиты и их порфировые разности; 14 - граниты; 15 - граносиениты и кварцевые сиениты; 16 - четвертичные отложения; 17 - разрывы; 18 - элементы залегания

рования как бы дополнительную "гофрировку", в процессе которой она осложнилась многочисленными складками второго порядка. Это хорошо видно на правом борту р.Уртабель и в долине р.Джұл-Белес.

Субвулканические интрузии северо-восточного крыла синклинали образованы вытянутыми телами авгит-биотит-роговообманковых кварцевых монцитонов и биотит-роговообманковых гранодиоритов и тоналитов и их порфировыми разностями. Те и другие представляют собой серые и светло-серые в разной степени раскристаллизованные породы.

Кварцевые монцитоны, очевидно, являются интрузивными аналогами лав и туфов, слагающих основную массу пород Тешикташского экструзивного купола, так как часто можно видеть постепенные переходы от интрузий к излившимся разновидностям.

Например, на северном склоне горы Тешикташ обнажены среднекристаллические кварцевые монцитоны с типичной для этих пород структурой. К югу в них увеличиваются элементы порфировой структуры, и вершина горы Тешикташ уже сложена темно-серыми кварц-монцитонными порфирами с разложенными вкрапленниками плагиоклазов. Еще южнее они сменяются фиштакково-серыми литокристаллокластическими туфами пироксен-биотит-роговообманковых липарит-дацитов с обломками кварцитов и неравномерно раскристаллизованной микрофельзитовой основной массой. Плагиоклазы вкрапленников обычно разло-

жены, а основная масса слегка хлоритизирована. Туфы прорваны дайками тех же кварц-монцитонитовых порфиров.

На востоке, по правому борту сая, впадающего с юга в долину р. Кызыл-Рабат восточнее устья р. Джуль-Белес, видно как кварц-монцитонитовые порфиры сменяются в верхней части залежи темно-серыми кристаллокластическими окварцованными туфами биотит-роговообманковых липарит-дацитов. Эти туфы, в свою очередь, налегают на нижеюрские известняки. Окварцевание их, по-видимому, связано с тем, что они на юге прорваны небольшим штоком серых биотит-роговообманковых гранодиорит-порфиров.

Основная масса гранодиоритов, тоналитов и их порфировых разновидностей распространена на севере, в бассейне рек Тешик-Таш и Катта-Тешик-Таш. Они прорывают кварцевые монцитониты, а также лавы и пирокласты пироксен-биотит-роговообманковых липарит-дацитов. По-видимому, гранодиориты и тоналиты служат интрузивными аналогами тех окрашенных в красновато-сиреневые тона лав и туфов авгит-биотитовых дацитов, которые венчают разрез эффузивов Тешикташского купола и левого борта р. Кен-Джилга, хотя непосредственных переходов одних в другие в данном куполе не наблюдалось.

Породами Бейкского экструзивного купола сложен горный массив на левом борту долины одноименной реки (рис. 19). Основание купола видно в ограниченном числе мест. Одним из них является долина р. Чапак-Таш, левого притока р. Бейк.

По ущелью, прорезанному правым притоком р. Чапак-Таш, стекающему с западного склона высоты 5168 м, можно отчетливо видеть соотношение вулканогенных пород с более древними осадочными образованиями (см. рис. 8, 31). В устье притока, протягиваясь на север вдоль правого борта р. Чапак-Таш, обнажаются серые кварц-монцитонитовые порфиры, слагающие основание скалистого обрыва, образованного известняками. Их контакт с известняками четко интрузивный, однако контактовые изменения во вмещающих породах незначительны, они ограничиваются в данном месте образованием закальной корки незначительной мощности.

Известняки в кровле интрузии представляют собой ниже-среднеюрские отложения гурумдинской зоны. В нижней половине видимого разреза преобладают светло-серые массивные породы, а выше - серые и темно-серые слоистые разновидности. В верхней трети пачки среди известняков появляются прослойки (по 1,0-1,5 м) черных углисто-известковистых сланцев и светло-серых среднезернистых песчаников. Мощность известняковой пачки примерно 200 м. Известняки падают в восточных румбах с углами от 45 до 70°.

На левом борту ущелья видно, как кварц-монцитонитовые порфиры, прорывая пачку юрских известняков, переходят в лавы и туфы, образующие экструзивный купол. Так как сохранилась только южная часть рвущего тела, то трудно судить о его первоначальной форме. Скорее всего это одна из целой серии даек - апофиз субвулканической интрузии. Центральная часть дайки была сложена кварц-монцитонитовыми порфирами, которые к периферии тела сменяются зеленовато-серыми и зелеными эруптивными брекчиями и туфоловами, непосредственно контактирующими с вмещающими известняками и переходящими в излившиеся разновидности пород.

Излившиеся породы залегают на неровной поверхности юрских известняков без существенного углового несогласия. В подошве эффузивов подстилающие известняки краснеют на глубину от 15-20 см до 0,5 м максимум.

Среди мощной (около 1000 м) толщи эффузивов преобладают буровато-сиреневые и серовато-фиолетовые лавы биотит-роговообманковых липарит-дацитовых порфиров бейкской свиты. Основная масса породы обычно ожелезнена и хлоритизирована, а иногда, в той или иной степени - эпидотизирована. Крупные вкрапленники и гломеропорфировые срастания сосюритизированных плагиоклазов придадут лавам "миндалекаменный" облик.

Лавы содержат 10-15-метровые горизонты туфов, окрашенных в светло-серые и зеленоватые тона. Туфы - литокристаллокластические, от мелко- до крупнообломочных.



На юге и севере поля распространения эффузивов в них встречаются рвущие дайки зеленовато-серых кварц-монцитовых порфиров, а также розоватых кварцевых сиенит-порфиров.

Как и в Тешикташском куполе, лавы и туфы на правобережье р. Чапак-Таш, по-видимому, заполняют синклинальную структуру и подстилаются юрскими известняками. В пользу этого свидетельствуют следующие факты.

Известняки, падающие под лавы, обрамляют выходы эффузивов с запада. На севере, по левому борту р. Беик, из-под четвертичных морен обнажаются фрагменты известняков, падающих в южных румбах под углами 40-45°. В верховьях р. Чапак-Таш пачка известняков правобережья этой реки разворачивается на восток, сохраняя направление падения под перекрывающие ее лавы и туфы. Однако ее дальнейшее продолжение к востоку уничтожено обширной интрузией биотит-роговообманковых гранодиоритов, прорывающих также комплекс лав и соответствующих им субвулканических интрузий. Последние, по-видимому, приурочены к смежной с синклиналью антиклинали, сложенной песчаниками и сланцами, скорее всего верхнетриасового возраста. На такое положение субвулканических интрузий указывают останцы этих пород на левом берегу р. Чапак-Таш, встречающиеся среди широко распространенных здесь тоналитов, кварцевых монцитов и их порфировых разностей, образующих субвулканическую залежь южной половины водораздела рек Чапак-Таш - Кара-Джилга и верховьев последней. Вмещающими породами для данной гипабиссальной интрузии служат верхнетриасовые песчаники и сланцы, образующие антиклиналь, которая примерно по осевой плоскости прорезана долиной р. Кара-Джилга. В долине р. Чапак-Таш эта структура осложнена дополнительной антиклиналью второго порядка, имеющей меридиональное простирание. К периклинальному замыканию указанной складки, очевидно, как раз и приурочены субвулканические тела левого борта р. Чапак-Таш.

К востоку от этой реки распространение лав и туфов ограничивается бассейном р. Орто-Кара-Джилга, так как еще восточнее они сменяются сложным комплексом субвулканических пород, большинство из которых является их интрузивными аналогами. На левом борту сая, находящегося в 3 км к востоку от р. Орто-Кара-Джилга, они представлены серыми и темно-серыми кварцевыми монцититами и тоналитами с их порфировыми разностями. На правом борту обнажена антиклиналь, крылья которой сложены терригенными породами верхнего триаса, а ядро - песчано-сланцевыми образованиями карбона - нижней перми и преимущественно карбонатными отложениями верхней перми - среднего триаса. Ядро и южное крыло этой структуры прорвано и частично уничтожено в разной степени раскристаллизованными интрузивными породами. Среди последних преобладают светло-серые кварцевые монцититы и реже тоналиты с элементами порфировой структуры. Порфировые разности этих пород приобретают темно-серые и зеленоватые тона окраски. Кварцевые монцититы и тоналиты прорваны небольшими дайками буровато- и розовато-серых граносиенитов и аплитов.

Рис. 19. Геологическая карта бассейна р. Беик

1 - песчаники и сланцы (C-P<sub>1a</sub>); 2 - кремнисто-карбонатные породы (P<sub>1a</sub>-T<sub>3k</sub>); 3 - песчаники и сланцы (T<sub>3п-г</sub>); 4 - известняки (J<sub>1</sub>); 5 - известняки и мергели (J<sub>2</sub>); 6 - известняки (J<sub>2bj1</sub>); 7 - известняки (J<sub>2bj2</sub>); 8 - известняки (J<sub>2bt</sub>-J<sub>3cl</sub>); 9 - чапакская свита (C<sub>1cp</sub>); 10 - базальные конгломераты беикской свиты (C<sub>1b</sub>); 11 - акбелесская свита (C<sub>2</sub><sup>2</sup> ak); 12 - рабатская свита (C<sub>2</sub><sup>2</sup> gb); 13 - кенская свита (C<sub>2</sub><sup>1</sup> kn); 14 - эффузивы беикской свиты (C<sub>1b</sub>); 15 - эффузивы кенской свиты (C<sub>2</sub><sup>1</sup> kn); 16 - эффузивы акбелесской свиты (C<sub>2</sub><sup>2</sup> ak); 17 - тоналиты и кварцевые монцититы; 18 - гранодиориты; 19 - граносиениты; 20 - четвертичные отложения; 21 - надвиги; 22 - крутые разрывы; 23 - элементы залегания

Появление к востоку от р.Орто-Кара-Джилга пород верхнего палеозоя и триаса свидетельствует о подемe шарнира синклинали, заполненной лавами. Одновременно происходит замещение излившихся пород их гиабиссальными аналогами. Встречающиеся в верховьях р.Бейк магматические породы представлены по-разному раскристаллизованными, но всегда интрузивными разновидностями, обнаруживающими рвущие контакты с вмещающими отложениями.

Сходное строение и структурное положение имеют субвулканические породы и рвущие их гранитоиды на правом борту р.Бейк, примерно напротив устья его левого притока - р.Чапак-Таш (см. рис. 8, 30).

На севере поле развития изверженных пород ограничено надвигом, по которому они контактируют со светлыми массивными верхнеюрскими известняками кокбелесского типа Истыкской зоны, по С.В. Руженцеву (1968б).

Следует отметить, что рассмотренные выше магматические породы в значительной степени катаклазированы. При этом кварцевые монциты и диориты и их эруптивные брекчии подверглись дополнительной эпидотизации и карбонатизации. А гранодиориты испытали карбонатизацию и ожелезнение, вследствие чего на востоке, близ тектонического контакта с известняками, они окрашены в мясо-красный цвет.

Вторичное раздробление характерно не только для интрузивных образований, но в еще большей степени - для их излившихся аналогов. Оно, очевидно, связано с дислокациями, проявившимися после становления анализируемого вулканоплутонического комплекса.

Например, в лавах и туфах правобережья р.Чапак-Таш сплошь и рядом присутствуют хлоритизированные и окварцованные зоны внутриформационных срывов и дробления мощностью до 3 м, которые расположены либо параллельно напластованию лав и туфов, либо под различными углами к нему и часто сложены тонкозернистыми милонитами. Аналогичное строение и явные следы катаклаза имеют лавы и туфы на левобережье р.Чапак-Таш и далее к западу.

В кызылрабатский комплекс А.М. Месхи включает эффузивы, встречающиеся в бассейне р.Бахмал-Джилга. К этому же типу отложений принадлежат породы, распространенные в горах Кыр, находящихся между восточным окончанием оз. Шиль-Куль на севере и оз. Булун-Куль на юге (см. рис. 8, 35, 36).

Этот район расположен между двумя зонами разломов - Гунт-Аличурского и Аличурского (Бархатов, 1963). Первый отделяет кристаллические породы Юго-Западного Памира от осадочных отложений Юго-Восточного, а второй - осложняет внутреннюю структуру последнего.

Гунт-Аличурский разлом в современной структуре, по данным В.П. Булина и Ш.Ш. Деникаева, состоит из серии полого ( $20-30^{\circ}$ ) падающих на север разрывов, сопровождающихся развитием мощной пачки милонитов.

Аличурский разлом представляет собой сложно построенную надвиговую зону, плоскости разрывов в которой имеют южные падения. С.В. Руженцев (1968б) эту зону относит к одноименной системе альпийских надвигов.

Следствием такого тектонического положения района распространения бахмалджилгинских эффузивов является чрезвычайно сложная его внутренняя структура с широким распространением опрокинутых залеганий и пологих разрывов. Ее расшифровку, кроме всего прочего, сильно затрудняют обширные поля гранитоидов, многие из которых имеют тектонические контакты с осадочными породами, которые к тому же часто в разной степени метаморфизованы. Поэтому существенные детали строения этого района до сих пор остаются неясными, а нормальное стратиграфическое налегание эффузивов на более древние осадочные породы можно видеть в ограниченном числе мест.

Одно из таких мест находится на правом борту нижнего течения р.Бахмал-Джилга (рис. 20; см. рис. 8, 35). Здесь, на нижнеюрских известняках, слагающих скалистый гребень, ограничивающий с севера урочище Карасеке, залегают туфолавы и лавовые брекчии биотитовых липарит-дацитов бейкской свиты. Лавы в зависимости от степени раскристаллизации и характера вторичных изменений окрашены в светло-серые, фиолетовые или зеленоватые тона. Известняки круто ( $50-60^{\circ}$ ) падают на юг. Близкие углы падения имеют и

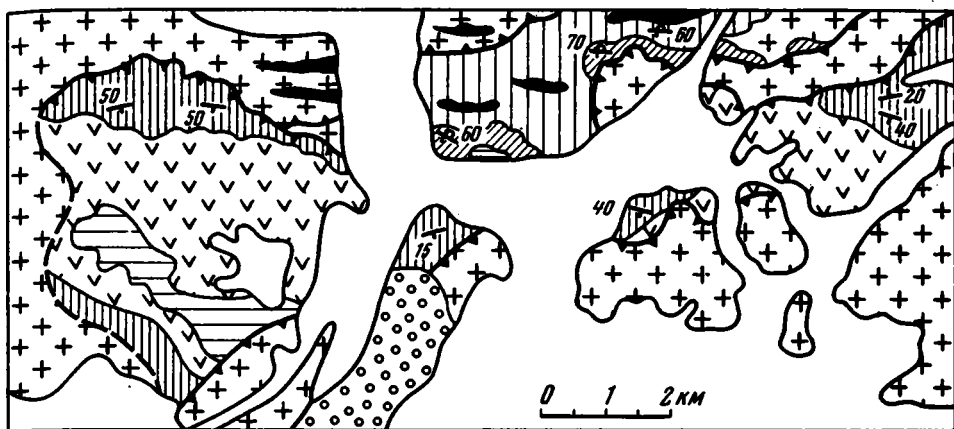


Рис. 20. Геологическая карта бассейна р.Бахмал-Джилга

1 - песчаники и сланцы ( $T_3n-r$ ); 2 - известняки ( $J_1$ ); 3 - известняки ( $J_{1-2}$ ); 4 - песчаники ( $J_2bj_1$ ); 5 - известняки ( $J_2bj_2$ ); 6 - кислые туфы беикской свиты ( $C_1$ ); 7 - конгломераты верхов беикской свиты ( $C_1$ ); 8 - песчаники и конгломераты "бахмалджилгинского комплекса" ( $N_2-Q_1$ ); 9 - туфы и туфолавы кварц-монзонитового состава беикской свиты ( $C_1$ ); 10 - туфы и лавы липарит-дацитов беикской свиты ( $C_1$ ); 11 - андезитовидные дациты кенской свиты ( $C_2^1$ ); 12 - дайки плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 13 - гранитоиды; 14 - четвертичные отложения; 15 - надвиги; 16 - элементы залегания

перекрывающие их эффузивы, мощность которых достигает 350-400 м. К югу их падение выглаживается и на юго-западном борту урочища в ядре синклинальной складки выше эффузивов появляются разногалечные конгломераты сиреневато-серого цвета. Галька конгломератов больше чем на половину состоит из известняков. Кроме них встречаются гальки подстилающих липарит-дацитов и сиреневых биотит-рогообманковых андезитовидных дацитов. Конгломераты сцементированы карбонатизированным туфогенным песчаником. Они содержат прослои мощностью до 1-5 м туфолав и туфов дацитового и плагиолипаритового состава, а также туффитов, в которых преобладают обломки зеленоватых липарит-дацитов. Видимая мощность конгломератов колеблется от 50 до 100 м.

Юго-западнее конгломератов снова появляются эффузивы, которые постепенно приобретают обратные юго-западные падения и "перекрываются" известняками, аналогичными распространенным на севере, также падающими на юго-запад под углами 60-45°.

Поле развития рассмотренных выше отложений с севера, запада и юга обрамлено гранитоидами. Причем на севере и юге они имеют тектонические контакты с известняками и эффузивами. Плоскости разрывов тут и там наклонены к югу под углами 50-60° и сопровождаются зонами катаклазированных и брекчированных пород. Кроме того, в теле гранитоидов имеются многочисленные зоны дробления, падающие в южных румбах под углами 50-70° и состоящие из катаклазированных бурых и белесых пород, часто представляющих собой тонко перетертые милониты.

Гранитоиды, а в верховьях урочища Карасеке и туфолавы прорваны дайками плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. В составе гранитоидов выделяются тоналиты, кварцевые монзониты и адамеллиты. Однако возрастные соотношения между ними, так же как и между гранитоидами и эффузивами, из-за сложной тектоники неясны.



На левом борту р.Бахмал-Джилга (см. рис. 8, 36) к северу от перевала Кыячат и на северо-западном борту долины р.Джиембай-Джилга обнажаются известняки, отнесенные Ш.Ш. Деникаевым к верхнему байосу. Они падают в южных румбах с углами от 30 до 70°. Над ними в районе перевала залегают зеленовато-серые песчаники, аналогичные тем, которыми сложена кохбелесская свита нижнего байоса в Гурумдинской зоне Юго-Восточного Памира.

К северу от известняков, имеющих здесь неровную поверхность со следами размыва, залегают пачка серых известняковых конгломератов с прослоями (до 1 м) черных и серых окремнелых и эпидотизированных кислых туфов. Мощност пачки 50-70 м.

Конгломераты на севере сменяются мощной (около 1000 м) толщей темно- и светло-серых, зеленых и сиреневато-зеленых окремнелых, хлоритизированных, ожелезненных и карбонатизированных кислых туфов.

Известняки, конгломераты и туфы насыщены пластовыми и полого секущими телами гранит-порфиров и аплитов и содержат многочисленные межпластовые и секущие зоны срывов, круто падающие на юг и сопровождаемые бурными брекчиями.

Характер соотношения между различными типами осадочных и вулканогенных пород заставляет предполагать их опрокинутое на север залегание. Тогда туфы могут соответствовать по возрасту и положению в разрезе эффузивам правобережья р.Бахмал-Джилга. Однако поражает их огромная для Юго-Восточного Памира мощност.

С юга на эти породы надвинуты гранитоиды. Южнее с гранитоидами, также по надвигу, на левом борту р.Джиембай-Джилга и далее к востоку соприкасаются зеленовато-фиолетовые и фиолетовые литокристаллокластические туфы биотитовых липарит-дацитов мощностю около 100-150 м. На них налегают светло-серые и сиреневые лавы базокварцевых дацитов, мощност которых превышает 300 м.

На юго-восточных склонах горы Кызыл-Кыр, по бортам сая Кызыл-Джилга выше лав появляются конгломераты с маломощными горизонтами туфолав и туфов дацитов и плагиолипаритов, аналогичных тем, которые венчают разрез правого борта р. Бахмал-Джилга. Максимальная видимая мощност этих конгломератов около 50 м. С запада на восток в них быстро исчезают прослой лав и пирокластов, и в долине р.Чулак-Теке их уже нет.

Вулканогенные породы смяты в серию мелких складок субширотного простирания с падением крыльев от 30-45 до 50-60°.

С юга на них снова надвинуты гранитоиды. Лишь в одном месте в низовьях р.Джиембай-Джилга видно, как они налегают на падающие к югу (40°) юрские известняки.

Породы бассейна р.Бахмал-Джилга весьма сходны с теми, которые были рассмотрены при описании разреза левого борта р.Кен-Джилга, где ими сложена нижняя половина этого разреза. Они занимают то же тектоническое положение и, судя по составу, принадлежат к той же группе вулканогенных образований, которые слагают большую часть Тешикташского и Беикского экстрезивных куполов.

Эти же породы распространены в горах Кыр (см. рис. 8, 37). Они залегают на нижнеюрских известняках, перекрывающих песчаники и сланцы верхнего триаса, и формируют миниатюрный экстрезивный купол.

\* \* \*

Рассматривая в целом образования тешикташской толщи, среди ее пород можно наметить три последовательно формировавшихся комплекса эффузивов, разделенных заметными перерывами в вулканической деятельности. Наиболее распространенные и мощные нижнемеловые отложения беикской свиты образованы лавами и туфами липарит-дацитов, окрашенных в зеленоватые, сероватые, реже красноватые тона.

Лежащие с размывом красноцветные образования кенской свиты низов верхнего мела распространены реже и представлены в основном туфами авгит-биотитовых андезитовидных дацитов, которые местами перекрыты конгломерат-песчаниковой пачкой.

Еще реже распространены также лежащие с размывом и красноцветные трахиандезиты и трахилипариты акбелесской свиты верхов верхнего мела. Несколь-ко чаще встречаются пестроцветные песчано-конгломератовые образования этого же возраста, которые лишь в основании содержат лавы и туфы указанного состава. Для них характерна высокая карбонатность цемента пород и появление прослоев песчаных известняков.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ОБОСНОВАНИЕ ИХ ВОЗРАСТА

Детальное расчленение по возрасту описанных послееюрских отложений невозможно из-за отсутствия в них определенных органических остатков. Однако наличие перерывов в седиментации делит их на стратиграфические комплексы, отражающие последовательные этапы геологического развития. Эти отложения либо залегают на верхнеюрских породах, либо содержат их в гальке конгломератов. Очевидно, что они образовались в послееюрские эпохи.

В породах киндыкской свиты обнаружены споры и пыльца верхнеэоценового - олигоценового возраста. Киндыкские конгломераты, скорее всего, должны соответствовать породам куртекинской свиты, которые в этом случае также имеют эоцен-олигоценовый возраст. Они, подобно куртекинским, с размывом лежат на подстилающих образованиях, имеют характерный известняковый состав в нижней половине разреза. Как и в куртекинских конгломератах, вверх по разрезу в них увеличивается количество галек, принадлежащих к терригенным породам. Отложениям обеих свит присуща повышенная карбонатность состава, особенно в основании, вплоть до наличия прослоев известняков.

Важным аргументом в пользу эоцен-олигоценового возраста куртекинских пород является присутствие в них туфогенной и пирокластической примеси. Это сближает их с отложениями в устьях рек Едом и Кызыл-Кырчин на Юго-Западном Памире, в верхах которых имеются кислые туфы, а цемент псаммитовых пород загрязнен пирокластическими частицами (Лоскутов, 1964; Буданова, 1964). Одновременно в указанных отложениях встречен нижнеолигоценовый спорово-пыльцевой комплекс.

По составу и окраске олигоценовые породы Юго-Западного Памира больше похожи на породы верхнекуртекинской подсвиты, чем на обладающие повышенной карбонатностью и окрашенные в буровато-серые тона нижнекуртекинские образования. Поэтому олигоценовый возраст, скорее всего, имеет только верхняя половина свиты, а нижняя, возможно, принадлежит к эоцену - времени максимальной морской трансгрессии в палеогене.

Следовательно, отложения, подстилающие киндыкскую и куртекинскую свиты, могли накопиться в меловом периоде. К сожалению, до сих пор в них не обнаружены определяемые органические остатки. Поэтому судить о возрасте этих отложений можно только по косвенным признакам. Наиболее надежными из таких признаков в настоящее время, пожалуй, являются возрастные соотношения осадочных образований с эффузивами тешитакской толщи. Выяснение таких соотношений значительно облегчается тем, что в породах почти всех рассмотренных выше разрезов имеются эффузивы, которые присутствуют или в виде туфогенной, либо вулканомиктовой примеси в обломочных породах, или в виде прослоев лав и пирокластов.

По этому признаку и по положению в разрезе в нижнем мелу, очевидно, образовались отложения беикской, чапакской, тузакчинской и ункурдаванской свит (таблица).

К нижней половине верхнего мела (сеноман - турон) принадлежат породы кенской, мазарской, кызылджилгинской и найзаташской свит.

Таблица. Стратиграфические и фашиальные комплексы

Типы разрезов	Возраст	Тешикташский	Кызылрабатский
Стратиграфические комплексы	$P_{g3} - N_1 ?$	—	—
	$P_{g2}$	—	Нижнекуртекинская подсвита
	$C_{r2}^2$ (75–70 млн. лет)	Акбелесская свита	Рабатская свита
	$C_{r2}^1$ (95–90 млн. лет)	Кенская свита	Мазарская свита
	$C_{r1}$ (130–120 млн. лет)	Бейкская свита	Чапакская свита
Фашиальные комплексы	J	Гурумдинский и кокбелесский	Гурумдинский и мынхаджирский

Во второй половине верхнего мела (сенове?) возникли отложения акбелесской и рабатской свит.

Предложенная схема возрастного расчленения, безусловно, несовершенна. Однако она позволяет хоть как-то подразделить сложно построенные и интенсивно дислоцированные отложения.

В пользу приведенной выше схемы говорит наличие сходных по составу фаунистически охарактеризованных отложений в Каракоруме и на юго-востоке Афганистана.

По данным Н.А. Беляевского (1965), примерно в 200 км к юго-востоку от рассматриваемой территории во внутренних частях Каракорума, в бассейне верхнего течения р.Шаксгам и в истоках р.Яркенд-Дарья, есть толща красных и красно-бурых песчаников и мергелей с прослоями и пачками красноватых, белых, светло-серых и серых известняков, в которых найдены устрицы мелового облика. Эта толща обладает некоторым сходством с теми породами, которые отнесены к меловым отложениям на Юго-Восточном Памире. В частности, она сходна с осадками тузакчинской и кызылджилгинской свит.

Здесь, в Каракоруме, в тектонических клиньях среди верхнепалеозойских и мезозойских пород встречаются серые среднезернистые и гравийные песчаники, включающие линзы кварц-кремневых конгломератов, частые прослой темных пелитовых и алевролитистых сланцев и черных известняков с банками униоподобных пелелипод, которые Н.А. Беляевский сравнивает с эоцен-олигоценовыми отложениями долины Инда в Гималаях. Эти образования очень похожи по составу на породы киндыкской свиты и, очевидно, неслучайно имеют одинаковый возраст, указывая на существование сходной фашиальной обстановки на обширной территории в это время.

Большим сходством с отложениями Юго-Восточного Памира обладают породы в бассейне р.Аргандаб на юго-востоке Центрального Афганистана (Каррапетов и др., 1971). Здесь на среднеюрских известняках с размывом, но без заметного углового несогласия лежат песчаники с прослоями известняков,

Шинды́йский	Кызылтекинский	Ункурдаванский	Куртекинский
—	—	—	Верхнекуртекин- ская подсвита
Киндыкская свита	Киндыкская свита	Нижнекуртекинская свита	Нижнекуртекин- ская подсвита
—	—	—	—
Кызылджилгин- ская свита	Кызылджилгин- ская свита	Найзаташская свита	—
Тузакчинская свита	—	Ункурдаванская свита	—
Карабелесский	Куристыкский	Кокбелесский	Куртекинский

а в нижней половине разреза – и конгломератов. В известняках найдены гастроподы, морские ежи и пелециподы нижнего мела. Верхнемеловые отложения состоят из конгломератов с прослоями известняков, содержащих орбитолин, и верхнемеловых рудистов. Мощностъ меловых пород Афганистана в несколько раз больше, чем на Юго-Восточном Памире, но литологический состав и палеогеографический облик тех и других весьма близки, а структурное положение аналогично. Правда, в бассейне р.Аргандаб не отмечено меловой вулканической деятельности. Эффузивы, сходные по составу и последовательности образования с меловыми вулканическими породами Юго-Восточного Памира, считаются нижнечетвертичными, либо эоценовыми, либо позднеэоценовыми (Кочетков и др., 1972). Конгломераты с красновато-бурым песчано-известковым цементом здесь условно отнесены к неогену. Эти конгломераты похожи на палеогеновые и некоторые верхнемеловые конгломераты Юго-Восточного Памира.

Таким образом, меловые и палеогеновые осадки Юго-Восточного Памира обнаруживают некоторые черты сходства с одновозрастными образованиями, встречающимися к юго-востоку и юго-западу от этого региона. Данное обстоятельство указывает на широкое распространение в мелу и палеогене близких по типу условий седиментации в той части Средиземноморского пояса, в центре которой расположена рассмотренная выше часть Памира, что косвенным образом поддерживает правомерность предложенной выше схемы возрастного расчленения.

Изложенное выше показывает, что среди разделенных перерывами доэоценовых свит к нижнемеловому стратиграфическому комплексу принадлежат отложения беикской, чапакской, тузакчинской и ункурдаванской свит, к стратиграфическому комплексу нижней половины верхнего мела (сеноман – турона?) – породы кенской, мазарской, кызылджилгинской и найзаташской свит, а во второй половине верхнего мела (сенона?) – образования акбелесской и рабатской свит (см. таблицу).

**Вводные замечания**

Анализ распространения на площади фаций меловых и палеогеновых отложений сильно осложняется весьма ограниченным развитием пород этого возраста на территории Юго-Восточного Памира. Несколько облегчает задачу то, что различные типы мел-палеогеновых осадков тесно пространственно связаны со структурно-фациальными зонами, выделенными С.В. Руженцевым для юрского периода тектонического развития. Такая связь, несомненно, указывает на заметную унаследованность мел-палеогеновых частных структур по отношению к юрским (см. рис. 8).

Однако первоначальные очертания и взаимное расположение как юрских, так, по-видимому, и наследующих их мел-палеогеновых структурно-фациальных зон были нарушены последующим тектогенезом, создавшим альпийскую структуру Юго-Восточного Памира. Расшифровку положения в ней мел-палеогеновых отложений к тому же сильно затрудняет то, что они на больших площадях, очевидно, уничтожены эрозией.

Последнее особенно относится к территории, расположенной к северо-востоку от Карасуйского разлома, где на обширном пространстве размыты как юрские, так, вероятно, и перекрывавшие их более молодые породы. О том, что эти породы здесь, скорее всего, были, свидетельствует налегание на юрские известняки осадков мел-палеогена в районе горы Кызыл-Теке. По-видимому, как и на юго-западе, эти осадки имели разный состав и мощности.

Как уже отмечалось выше, точная датировка возраста свит, выделенных в разных типах разрезов мела и палеогена, в настоящее время не может быть дана. Поэтому более или менее разновозрастные свиты объединены в крупные стратиграфические комплексы: нижнемеловой, нижней половины верхнего мела, примерно до турона включительно, верхней половины верхнего мела (сенона?); эоценовый (приблизительно на палеоцен во всех типах разреза падает перерыв) и олигоценовый, может быть включающий какую-то часть миоцена. В пределах укрупненных стратиграфических комплексов можно вести фациальный анализ, т.е. проследивать изменения их состава при переходе от одного типа разреза к другому. Правда, ни один из типов разрезов не содержит свит всех пяти комплексов: чаще всего отсутствуют самые верхние из них и относящиеся к верхам верхнего мела; иногда выпадают нижнемеловые свиты и даже целиком меловые отложения (куртекинский тип разреза).

**Фации отложений нижнего мела**

Общее поднятие в конце юрского периода привело к перерыву в осадконакоплении на территории Юго-Восточного Памира. Однако оно не сопровождалось серьезными деформациями юрских осадков и созданием сильно расчлененного рельефа. Об этом свидетельствуют ограниченное распространение и незначительная мощность базальных конгломератов в основании меловых отложений, которые тем не менее имеют довольно разнообразный состав.

В нижнемеловую эпоху обособились окраинные мынхаджирская конгломератовая и тешикташская эффузивная фации, промежуточные кызылрабатская эффузивно-карбонатная и тузакчинская туфогенно-песчаная фации и, наконец, внутренняя ункурдаванская эффузивно-песчаная фация (рис. 21).

Окраинная мынхаджирская фация образована крупногалечными конгломератами, сцементированными в разной степени ожелезненным песчаным известняком. Галька конгломератов почти нацело представлена средне- и верхнеюрскими известняками. Обломки других пород попадают в ничтожном количестве. Характерно полное отсутствие эффузивной гальки. Однако ожелезнение цемента, возможно, обусловлено разложением примеси в

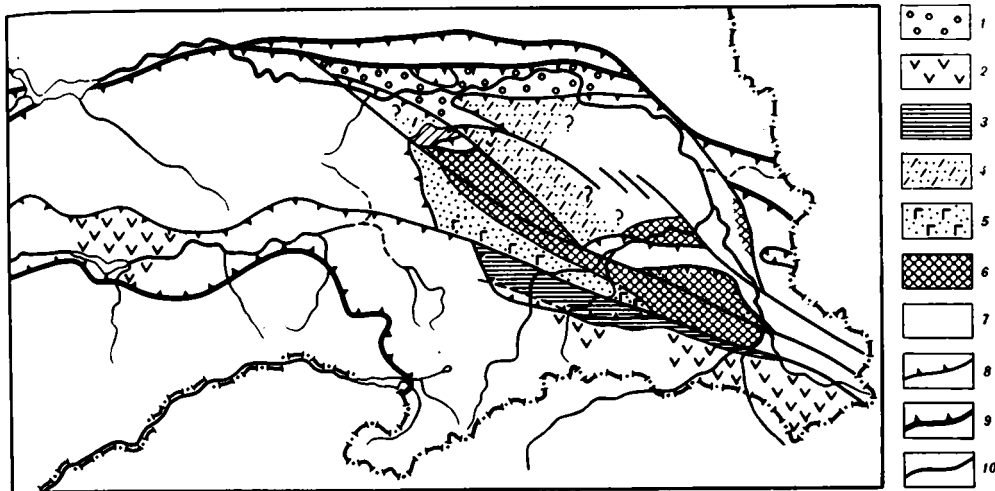


Рис. 21. Схема распределения в современной структуре фаций нижнемеловых отложений

1 - мынхаджирская фация; 2 - тешикташская фация; 3 - кызылрабатская фация; 4 - тузакчинская фация; 5 - ункурдаванская фация; 6 - области размыва; 7 - области отсутствия осадков; 8 - внутризональные надвиги; 9 - межзональные надвиги; 10 - крутые разрывы, главным образом сдвиги

нем пеплового материала. Повышенная карбонатность цемента конгломератов, вероятно, связана с накоплением их в прибрежно-морских условиях, а состав и размер гальки свидетельствуют о размыве близко расположенного скалистого берега, сложенного известняками. Берег должен был находиться к северу от области накопления конгломератов, так как к югу от нее, по-видимому, располагались более тонкие по составу осадки. Мынхаджирская фация - самая грубая по составу среди нижнемеловых осадков. Только она имеет четко выраженный прибрежный характер, позволяющий наметить северный край нижнемелового прогиба Юго-Восточного Памира.

Окраинная тешикташская фация состоит из лав и пирокластов липарит-дацитового состава, образующих основную массу интрузивных формаций монцитонидных пород Юго-Восточного Памира (Месхи, Тадждинов, 1966). Местами в основании эффузивов имеется базальная пачка сероцветных прибрежно-морских конгломератов с карбонатным цементом, в составе которых резко преобладает галька подстилающих юрских известняков. Значительная часть лав и туфов, вероятно, отлагалась в подводных условиях. Об этом можно судить по следующим признакам. Лавы и туфы часто обладают зеленоватыми и желтоватыми тонами окраски. В них иногда интенсивно проявлены процессы хлоритизации и карбонатизации. В породах весьма ограниченно развиты сферолитовые структуры, а имеющиеся сферолиты имеют очень мелкие размеры. Иногда в лавах можно обнаружить признаки перлитовой отдельности. Весьма характерными структурами девитрификации являются микророговиковая и микрогранобластовая. Согласно мнению В.С. Коптева-Дворникова и др. (1967), перечисленные особенности могут говорить о формировании пород в подводных условиях.

Преобладание среди эффузивов туфов объясняется повышенной вязкостью лав и связанным с этим широким проявлением эксплозивной деятельности. Подобная причина обусловила также формирование экструзивных куполов.

Накопление обильных продуктов вулканической деятельности привело, очевидно, к смене подводных условий вулканизма субаэральными в конце рассматриваемой эпохи в результате перекомпенсации того прогиба, куда сгружались лавы и туфы. Вследствие вывода на поверхность часть накопившихся

пород подверглась разрушению и переносу в соседнюю к северу структурно-фациальную зону. В конце эпохи наступил перерыв в вулканизме.

Промежуточная кызылрабатская фация примечательна тонкостью состава, несмотря на близкое соседство в современной структуре с областью активного и обильного синхронного вулканизма. Наиболее характерными среди слагающих ее пород являются в разной степени карбонатизированные кислые туфы разнообразной обломочной структуры, реже биохомогенные известняки и глины.

В подчиненном количестве встречаются карбонатизированные туфогенные песчаники. Как и в основании эффузивов, здесь тоже разрез начинается базальными известняковыми конгломератами с карбонатным цементом.

Только в верхней трети разреза появляются грубообломочные породы: туфобрекчии и туфоконгломераты, содержащие помимо обломков эффузивов гальку известняков. Здесь же имеются лавовые потоки латитов.

Общая мощность отложений данной фации в наиболее полном разрезе не превышает 110-120 м.

Состав осадков (базальные морские конгломераты, сменяющиеся обломочными известняками) указывает на то, что они, скорее всего, представляют собой отложения трансгрессивной серии нижнемелового моря. Появление в верхней трети разреза грубообломочных пород, по-видимому, связано с оживлением движений и омоложением рельефа на рубеже ранне- и позднемеловых эпох, обусловившим временное осушение данной территории.

Промежуточная тузакчинская фация встречается только в отложениях Шиндэйской покровной синклинали, т.е. к северо-востоку от Карасуйского разлома. Как и в кызылрабатской фации, ее осадки имеют двучленное строение: большая часть их сложена сиреневыми туфогенными песчаниками с туфовым в разной степени карбонатизированным цементом, а меньшая - конгломератами, в которых резко преобладает галька известняков и отсутствуют обломки вулканогенных пород, а туфогенная примесь имеется только в песчано-карбонатном цементе. Мощность обеих фаций и их частей весьма близка. Правда, остаются неизвестными базальные горизонты тузакчинских отложений.

Если справедливо высказанное выше предположение о приуроченности шиндэйских образований к карабелесской структурно-фациальной зоне юрского периода, то осадки тузакчинской фации должны были быть широко распространены на территории Юго-Восточного Памира, особенно к северо-востоку от Карасуйского разлома.

Туфогенный состав осадков тузакчинской фации указывает, что они возникли за счет сноса из области активного синхронного вулканизма. Причем поступление эффузивного материала происходило либо за счет перемыва, либо, по-видимому, путем осаждения из пепловых туч. Вряд ли этот материал поступал из района накопления тешикташской фации, так как последний находился на значительном расстоянии от предполагаемых районов распространения тузакчинской фации и отделялся от них бассейном, где накапливались карбонатно-глинисто-пепловые кызылрабатские фации, практически не содержащие продуктов разрушения вулканогенных пород. Следовательно, такая область могла располагаться только с внутренней по отношению к тузакчинской фации стороны структуры. Ею, скорее всего, была территория Куристыкской структурно-фациальной зоны юрского периода, в пределах которой отсутствуют нижнемеловые породы. В современной структуре осадки этой зоны распространены весьма ограниченно, следов послеюрской вулканической деятельности среди них не обнаружено. Однако в меловых отложениях ункурдаванского типа, находящихся в центральных частях синклинали Юго-Восточного Памира, имеются локальные проявления как наземного (р. Бешбулак), так и подводного вулканизма, хотя ункурдаванские породы заметно отличаются по составу и строению разреза от тузакчинских. Возможно, вулканизм в ункурдаванском типе осадков является лишь отголоском более бурных, но, очевидно, также локальных процессов, происходивших в соседнем, внешнем по отношению к ним под-

нятии, которое впоследствии было сокращено, а на большей части, по-видимому, перекрыто по надвигам при формировании альпийской структуры. Иначе трудно объяснить тесное соседство различных по составу кызылрабатских и ункурдаванских фаций. Причем поднятие было асимметричным, с более поднятым и, вероятно, крутым внешним и сравнительно пологим внутренним склоном, что нашло свое отражение в отсутствии грубокластических пород в отложениях даже верхов ункурдаванской фации.

В пользу существования такого поднятия говорит и состав гальки конгломератов, образовавшихся при омоложении рельефа в конце раннемеловой эпохи. В отличие от одновозрастных конгломератов кызылрабатской фации они почти целиком состоят из обломков известняков, а туфогенная примесь содержится только в их цементе. Такой состав обломков указывает на иной по сравнению с тешикташским тип вулканической деятельности. По-видимому, в данном случае она носила преимущественно взрывной характер, при котором образовавшиеся при взрывах вулканические продукты разбрасывались далеко в стороны от места извержения, почти одновременно подвергаясь перетолжению, а не образовывали мощных локальных накоплений, которые впоследствии могли бы разрушаться эрозией, усилившейся в конце раннемеловой эпохи. Эта вулканическая деятельность, вероятно, была приурочена в основном к внешнему краю поднятия, что обусловило основной снос в сторону того прогиба, где формировались тузакчинские фации.

Приведенные рассуждения относятся главным образом к районам, расположенным к юго-западу от Карасуйского разлома, где благодаря лучшей сохранности осадков четко выявляется фациальная зональность. К северо-востоку от него поднятие вполне могло занимать почти всю территорию Истыкской зоны юрского периода, за исключением участков распространения юрских осадков карабелесского типа, хотя, исходя из унаследованности мелового развития по отношению к юрскому, возможно, что близкая картина распределения фаций и разделяющих их поднятий существовала и в этом районе.

Внутренние ункурдаванские фации сложены в основном мелко- и реже среднезернистыми песчаниками полимиктового состава, окрашенными в зеленоватые, сероватые, реже желтоватые тона. Базальные грубокластические горизонты имеют незначительную мощность (до 3 м) и часто представлены либо гравелитами, либо мелкогалечными конгломератами. Они состоят главным образом из обломков подстилающих известняков. В верхней половине разреза иногда в большом количестве появляются глины и алевролиты. Все осадочные породы данной фации содержат туфогенную примесь, благодаря чему при выветривании они часто приобретают красные оттенки. Помимо туфогенной примеси среди ее отложений встречаются маломощные потоки лав дацитов и латитов, подвергшиеся сильному вторичным изменениям. Наряду с подводными излияниями, на юго-востоке района распространения ункурдаванских образований имеются проявления наземного вулканизма (р. Бешбулак).

Цвет отложений, наличие хлорита в цементе песчаников вместе с их заметной карбонатизацией, а также хорошая выдержанность состава на больших площадях указывают на образование осадков фации в мелководных, скорее всего, прибрежно-морских условиях, в среде, насыщенной продуктами вулканической деятельности, которые способствовали обогащению кремнеземом и железом цемента псаммитовых пород.

Полимиктовость состава, обусловленная большим количеством обломков глинистых, кремнистых, алевролитистых, сланцевых, песчанистых пород, а также продуктов их разрушения при залегании песчаников на юрских известняках, слагающих большие площади в районе их аккумуляции, скорее всего, говорит об аллохтонности значительной части составляющих данные образования обломков. Указанные обломки, учитывая мелкозернистость песчаников, могли быть принесены с поднятий, располагавшихся сравнительно далеко за пределами данной структурно-фациальной зоны.

При этом области сноса должны были находиться на юго-востоке, куда в таком случае раскрывался бассейн, в котором, очевидно, преобладали про-



дольные течения. Этот вывод следует из того, что с других сторон бассейн окружали поднятия, сложенные преимущественно карбонатными породами. О наличии такого поднятия с внешней стороны говорилось при описании предыдущей фации, а на возможность существования внутреннего поднятия указывает отсутствие меловых отложений в осевой части Юго-Восточного Памира и появление, правда в подчиненном количестве, зерен известняков в песчаниках. Ограниченный снос с внутреннего поднятия, по-видимому, обусловлен тем, что оно было слабо выражено в рельефе.

Упомянувшиеся выше проявления вулканизма, возможно, были названы контрастными движениями и сопровождавшими их расколами на границе прогиба и окаймлявших его поднятий. Причем вулканические извержения, вероятно, имели трещинный и в подавляющем большинстве случаев (если не всегда) одноактный характер.

Они, очевидно, происходили преимущественно в подводных условиях и лишь в единичных случаях проявлялись в субаэральной обстановке в пограничных районах смежных поднятий.

Отложения ункурдаванской фации в отличие от кызылрабатских и тузакчинских образований не содержат в верхах грубообломочного горизонта. Наоборот, в их составе вверх по разрезу появляются в большом количестве пачки глинистых и алевритистых пород, свидетельствующие о выравнивании рельефа и затухании дифференциальных движений в этом районе в конце раннемеловой эпохи, что в конечном счете привело к перерыву в осадконакоплении.

Максимальная мощность отложений ункурдаванской фации составляет примерно 150 м.

#### **Фации отложений низов верхнего мела**

После перерыва на рубеже ранне- и позднемеловых эпох начинается новый цикл осадконакопления. Он происходил в обстановке, которая несколько отличалась от той, которая существовала в предшествующую эпоху. В первую половину позднемеловой эпохи продолжали накапливаться тешикташские эффузивные фации, но на месте мынхаджирской фациальной зоны, может быть, возникло поднятие. В центральных частях наметились кызылрабатские промежуточные карбонатно-туфогенно-терригенные фации, шиндыйские промежуточные туфогенно-песчано-мергельные фации, а также внутренние найзаташские и кызылджилгинские конгломерато-песчаные фации (рис. 22).

Тешикташские эффузивные фации ложатся на слегка эродированную поверхность вулканогенных образований предыдущего этапа развития. Основная масса их сложена туфами авгит-биотитовых дацитов, окрашенных в красноватые и сиреневые тона. Эти туфы слагают гораздо меньшую площадь по сравнению с нижнемеловыми эффузивами, что указывает на сокращение масштабов вулканической деятельности в начале позднемеловой эпохи. Преобладание туфов в составе эффузивных пород заставляет предполагать преимущественно эксплозивный характер извержений, которые происходили в основном в субаэральных условиях.

Такой характер извержений способствовал быстрому разрушению и переотложению их продуктов, что сказалось в обильном содержании обломков вулканогенных пород в соседней структурно-фациальной зоне и еще больше в широком их распространении в виде туфогенной примеси в осадочных породах, удаленных от области активного вулканизма. Максимальная мощность накопившихся лав и туфов достигает 400 м.

К середине позднемеловой эпохи, очевидно, наступил перерыв в эффузивной деятельности. Он привел к частичной эрозии вулканогенных пород, появлению вулканомиктовых конгломератов и залеганию более молодых осадков иногда прямо на нижнемеловых лавах.

Кызылрабатские промежуточные фации начала позднего мела отличаются от более древних тем, что в их составе большая роль принадлежит обломочному материалу, который состоит из фрагментов известняков и эффу-

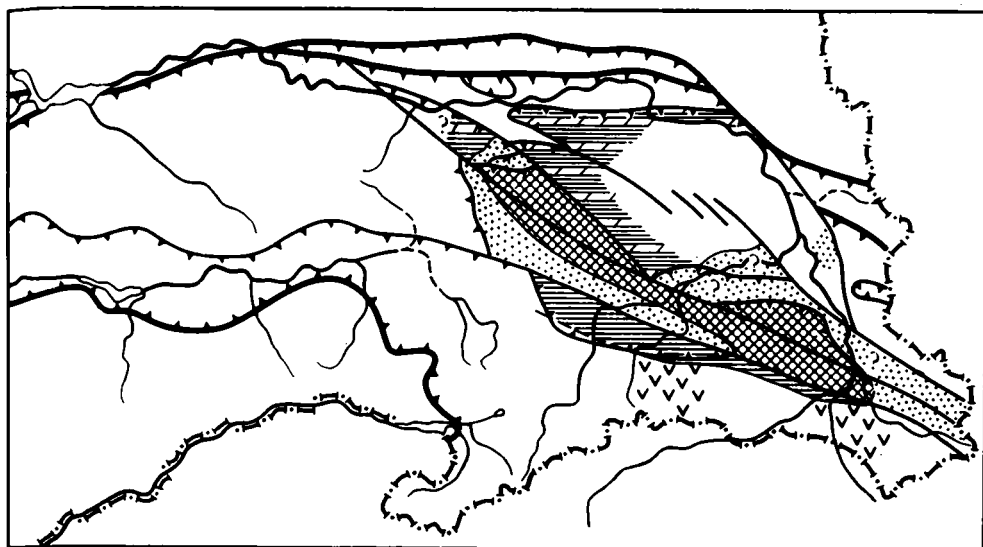


Рис. 22. Схема распределения в современной структуре фаций отложений низов верхнего мела

1 - внутренние кызылджилгинская и найзаташская фации; 2 - кызылрабатская фация; 3 - шиндыйская фация; 4 - тешикташская фация

живных пород и продуктов их разрушения. Причем известняки преобладают в составе наиболее грубых образований – сероцветных гравелитов и конгломератов, часто целиком имеющих известняковый состав. Линзы и прослои конгломератов приурочены к нижним и верхним частям разреза. В нижних конгломератах в гальке кроме известняков есть окатанные обломки нижнемеловых вулканических пород.

В составе верхних двух третей нижней половины разреза главная роль принадлежит красновато-коричневым известковистым глинам, тогда как основная часть отложений образована сероцветными алевролитами и песчаниками, которые в верхах разреза приобретают сиреневый оттенок.

Как и в раннемеловую эпоху, характерной особенностью данной фации является присутствие в ее составе прослоев шламovo-детритусовых известняков, часто подвергшихся сильной вторичной кальцитизации, благодаря чему с трудом распознается их первоначальная природа. Вообще высокая карбонатность присуща всем породам этой фации.

Второй особенностью фации является обилие туфогенной примеси в составе ее образований и обусловленная, по-видимому, этим высокая кремнистость и железистость цемента псаммитовых пород и загрязнение известняков рудным веществом.

Эффузивные породы здесь представлены мелкообломочными дацитовыми туфами, которые в отличие от раннемеловых не имеют пепловой структуры и встречаются в незначительном количестве главным образом в средней части разреза.

Накопление осадков данной фации происходило, по-видимому, подобно раннемеловой эпохе, в мелководных морских условиях. Однако если раньше в бассейне почти не поступало обломочного материала, то теперь в него происходил снос с поднятий, вероятно, в основном располагавшихся к югу. Эрозии подвергались как раннемеловые эффузивные накопления, так и более древние карбонатные породы. Интенсивнее всего эрозия протекала в начале и конце рас-

смаатриваемого отрезка времени. Причем в конце разрушались поднятия, сложенные известняками, а в районе развития вулканогенных пород рельеф к этому времени, скорее всего, был в значительной степени сnivelирован.

В начале поздне меловой эпохи размах дифференциальных движений был гораздо больше, чем в раннемеловое время. Они сопровождались вулканической деятельностью, продукты которой попадали в развивавшийся прогиб главным образом в форме туфов. Мощность отложений в центральных частях бассейна достигала 300 м. Однако в середине эпохи интенсивность движений снова падает, начинают господствовать воздымания и наступает перерыв в аккумуляции осадков.

Шиндыйские промежуточные фации похожи на кызылрабатские строением (грубые осадки в низах и верхах разреза), мощностями (до 250 м), составом (туфогенные песчаники), а также образованием, вероятно, в мелководном морском бассейне (высокая карбонатность пород в сочетании с обилием хлорита в цементе). Основные отличия шиндыйских отложений заключаются в господстве зеленых тонов в окраске, преобладании песчаных мергелей в разрезе, несколько меньшем количестве туфогенного материала.

Характерной чертой строения шиндыйской фации является грубо ритмичное чередование пачек мергелей с прослоями песчаников и наличие местных перемылов в процессе седиментации, когда перекрывающие осадки содержат обломки подстилающих. Возможно, это говорит о большей мелководности шиндыйского бассейна по сравнению с кызылрабатским, которая могла быть связана с обильным сносом, временами перекомпенсировавшим прогибание и вызывавшим локальные размывы, либо последние были обусловлены сильными волнениями в зоне седиментации.

Отсутствие в составе осадков туфов указывает на то, что они накапливались на значительном удалении от области активного вулканизма и доступ его продуктам в район аккумуляции был затруднен.

Как и тузакчинские фации, шиндыйские, вероятно, отлагались в районе распространения карабелесских отложений юрского периода. Они, по-видимому, были приурочены к внутреннему склону того прогиба, где формировались кызылрабатские фации. Об этом говорит высокая терригенность их пород, несмотря на сравнительную тонкость осадков. В частности, обилие терригенного сноса препятствовало образованию в данной фациальной зоне известняков. Как следует из пространственного положения фации, снос происходил, очевидно, из внутренних областей структуры, а частично материал, вероятно, поступал благодаря продольным течениям.

Кызылджилгинские фации, по-видимому, формировались на внутреннем относительном поднятии, располагавшемся на месте существовавшей в раннем мелу области сноса, в районе распространения юрских осадков куристыкского типа. В их строении сочетаются элементы как шиндыйских, так и более внутренних – найзаташских – фаций, а отличает от тех и других незначительная мощность (до 40 м).

Подобно шиндыйским отложениям, в них встречаются пачки окрашенных в зеленоватые тона мергелей и известняковых алевролитов. Однако в целом кызылджилгинские фации имеют более грубый состав, так как они образованы в основном песчаниками и алевролитами, в которых попадаются даже прослойки и линзы конгломератов, обладающих преимущественно известняковым составом. Этим данные фации похожи на найзаташские.

Найзаташские фации имеют ярко выраженный прибрежно-морской облик. Они сложены буровато-серыми известняковыми песчаниками, иногда обладающими кривой слоистостью. В их карбонатном цементе встречаются сильно перекристаллизованные фораминиферы и обрывки мшанок. Песчаники включают линзы и прослойки гравелитов и конгломератов, часто состоящих из окатанных обломков вмещающих пород, которые возникли большей частью благодаря внутрiformационным перемыслам. В породах в заметном количестве присутствуют перемытые продукты вулканической деятельности предшествующей эпохи. Кроме того, в них содержится примесь туфогенного материала, образовавшаяся

за счет вулканизма, происходившего, как и в раннем мелу, по границе прогиба и центрального поднятия, но носившего главным образом, по-видимому, субаэральный взрывной характер.

Увеличенные почти в четыре раза по сравнению с кызылджилгинскими мощностями осадков найзаташской фашии (до 150 м) указывают на отложение их во внутреннем прогибе, вероятно, обрамлявшем центральное поднятие, сложенное почти целиком карбонатными породами, продукты разрушения которых в основном заполняли этот прогиб.

К середине позднемеловой эпохи приурочен перерыв в осадконакоплении, вызванный общим воздыманием территории Юго-Восточного Памира.

### **Фашии отложений верхов верхнего мела**

Во вторую половину позднемеловой эпохи тектоническая активность территории Юго-Восточного Памира была весьма невысокой. На большей части его осадкообразование, скорее всего, целиком отсутствовало. Область аккумуляции сместилась к юго-западу и сосредоточилась на территории Кызылрабатской и Тешикташской структурно-фациальных зон начала позднего мела. Здесь обособились тешикташские эффузивные фашии, джаманшурские туфогенно-терригенные фашии, кызылрабатские песчано-конгломератовые фашии и айдынкульские конгломератовые фашии (рис. 23).

Тешикташские фашии являются продуктом последней вспышки вулканической деятельности мелового периода. Она имела весьма ограниченный масштаб. Поэтому ее продукты в значительной степени уничтожены при последующей эрозии и сохранились к настоящему времени на ограниченной площади на крайнем юго-востоке района. В других местах участки ее проявления угадываются лишь по наличию пирокластических обломков в осадочных образованиях, соседствующих с ними. Только в очень редких случаях эти образования включают маломощные горизонты туфов и лав.

Лавы залегают на эродированной поверхности вулканогенных пород начала позднемеловой эпохи, либо непосредственно на раннемеловых эффузивах. Они представлены оранжево-красными трахиандезитами и плагиопорфирами трахитового состава, а также фиолетово- и оливково-серыми двупироксеновыми андезито-дашитами. Вулканические извержения, как и прежде, носили преимущественно трещинный и одноактный характер и происходили в субаэральных условиях. Следami этих извержений, очевидно, являются многочисленные субвулканические дайки грано-сиенитового состава, встречающиеся в Бейкском и Тешикташском экструзивных куполах.

Джаманшурские фашии представляют собой прибрежно-морские накопления, обрамлявшие с севера область активного мелового вулканизма. Они образовались благодаря трансгрессии на территорию, выступавшую над уровнем моря с конца раннего мела на протяжении большей части позднемеловой эпохи.

Состав отложений данных фашии, по-видимому, сильно зависит от рельефа соседней с ними суши. Там, где поблизости от района их аккумуляции находился участок активного синхронного вулканизма, они имеют более грубый состав.

Например, на водоразделе рек Кен-Джилга и Джаман-Шура эти отложения представлены буровато-серыми конгломератами, сцементированными сильно карбонатизированными вулканомиктово-полимиктовыми песчаниками. В гальке конгломератов преобладают известняки, но в значительном количестве имеются также обломки подстилающих эффузивов. Одновременно конгломераты содержат горизонты фиолетово- и оливково-серых трахиандезитов и их туфов зеленовато-серого цвета. Очевидно, что соседняя область сноса имела расчлененный рельеф, в строении которого существенную роль играли юрские известняки, а меловые вулканогенные породы были либо распространены ограниченно, либо подвергались гораздо меньшему разрушению.

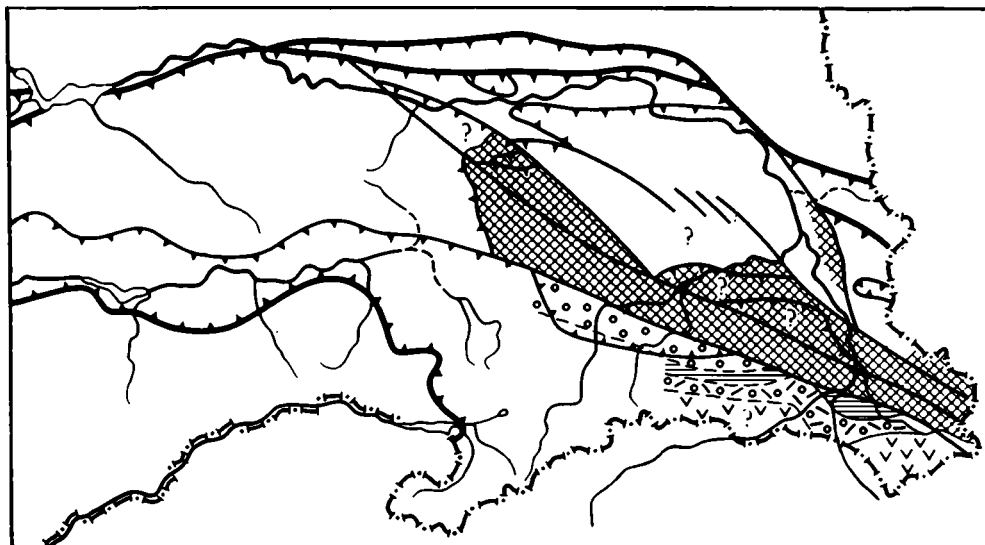


Рис. 23. Схема распределения в современной структуре фаций отложений верхов верхнего мела

1 - айдынкульская фация; 2 - джаманшурская фация; 3 - кызылрабатская фация; 4 - тешикташская фация

По мере удаления от береговой линии в составе осадков увеличивается количество песчанистого материала и растёт объем туфогенной примеси, благодаря которой они приобретают красную окраску. Именно такой облик имеют породы в среднем течении р.Кызыл-Рабат на ее левом борту, где также встречаются горизонты красновато-коричневых лав трахиандезитов, их сиреневых туфов и оливково-желтых и бурых туффитов и туффитовых брекчий. Здесь в наиболее полном разрезе видно, что в верхах отложений данной фации появляются известняково-вулканомиктовые конгломераты, указывающие на оживление движений, прекращение вулканической деятельности и разрушение вулканических сооружений в тех районах, где они имелись.

Для этого типа отложений характерна высокая карбонатность вулканогенно-осадочных пород и большая мощность (до 140 м).

Более тонкий состав имеют базальные горизонты данной фации там, где они залегают на лавы в районах отсутствия синхронного им вулканизма.

В частности, к югу от перевала Кызыл-Рабат базальные горизонты сложены серым микрозернистым известняком, насыщенным гравием и галькой подстилающих эффузивов, а также известняков, видимой мощностью больше 20 м. К сожалению, более высокие горизонты в данном разрезе не сохранились.

Восточнее, в пространстве между Тешикташским и Беикским экструзивными куполами, происходит увеличение терригенной примеси в составе нижних горизонтов. Так, в долине р.Бахмыр-Куль они представлены красными среднезернистыми кварц-вулканомиктовыми песчаниками с кремнисто-карбонатно-железистым цементом. Таким образом, наряду с ростом терригенности здесь налицо увеличение количества туфогенного материала в цементе.

Далее к востоку, в каньоне р.Беик, те же песчаники приобретают светлую серовато-сиреневую окраску и вновь обогащаются карбонатом. В этих песчаниках попадаются редкие неопределимые мелкие фораминиферы. Кроме того, в песчаниках имеются прослои серых перекристаллизованных органогенно-водорослево-обломочных известняков. Видимые мощности этих песчаников близки

к той, которой обладает аналогичный горизонт в районе перевала Кызыл-Рабат (15–20 м).

Выше песчаников тут и там появляются конгломераты. Однако состав их различен. Если в долине р. Бахмыр-Куль они состоят почти целиком из гальки разнообразных эффузивов, то в каньоне р. Беик галька больше чем на половину представлена известняками. Только в прослоях песчаников внутри последних конгломератов преобладают зерна раннемеловых вулканогенных пород. Обе разновидности конгломератов различаются и цветом. В долине р. Бахмыр-Куль они сургучно-красные, а в каньоне р. Беик – преимущественно серые из-за высокой карбонатности их цемента и незначительного содержания в нем туфогенной примеси.

В целом отложения долины р. Бахмыр-Куль больше сходны с упомянутыми выше осадками на р. Кызыл-Рабат, а в каньоне р. Беик – с породами к югу от перевала Кызыл-Рабат. Последнее не удивительно, так как отложения каньона р. Беик, по-видимому, были расположены ближе к берегу и налегают на раннемеловые лавы.

Кызылрабатские фации сложены незакономерным чередованием сероцветных известняковых конгломератов и красноцветных кварц-вулканомиктовых песчаников. От предыдущих фаций они отличаются полным отсутствием эффузивных пород в гальке конгломератов, большим количеством песчаников в составе, содержание которых в общем растет вверх по разрезу, и некоторым уменьшением мощности (до 80 м).

Продукты размыва более древних эффузивов сосредоточены в песчаных образованиях фации. Там же, по-видимому, была сконцентрирована основная масса пеплового материала, обусловившего ожелезнение и окремнение карбонатного цемента этих пород, который затем подвергся дополнительно вторичной кальцитизации. Несмотря на высокое содержание карбонатов в цементе, отложения кызылрабатской фации не имеют прослоев известняков в отличие от сходных образований каньона р. Беик.

Состав пород рассматриваемой фации указывает на то, что они располагались сравнительно далеко от той области, где распространена основная масса меловых эффузивов и находились участки синхронного им активного вулканизма. А состав конгломератов заставляет предполагать, что основной снос происходил из районов, сложенных карбонатными породами, которые были приурочены, как и в современной структуре, к внутренним частям Юго-Восточного Памира. На приближение к ним, возможно, указывает и уменьшение мощности отложений данной фации в ее наиболее полном разрезе (левый борт устья р. Кызыл-Рабат). Крайним юго-восточным выходом ее отложений, очевидно, являются породы, обнажающиеся на левом борту р. Хан-Юлы, ниже впадения в нее р. Беик.

Айдынкульские фации состоят из буровато-серых известняковых конгломератов с песчано-карбонатным цементом. Эти конгломераты залегают на подстилающих меловых осадках с глубоким размывом. Они накопились, скорее всего, на северном борту того прогиба, в котором сформировались рассмотренные выше фации конца позднего мела.

В гальке конгломератов нет обломков эффузивных пород, а туфогенная примесь в цементе незначительна. Поэтому образование данных отложений происходило на еще большем по сравнению с кызылрабатскими удалении от районов, сложенных вулканогенными породами, а грубый состав указывает на близость разрушавшегося берега. О воздымании ложа прогиба свидетельствует более глубокий размыв подстилающих образований, так как здесь целиком выпадают из их разреза осадки начала позднемеловой эпохи.

В конце позднемеловой эпохи, по-видимому, осадкообразование прекратилось на всей территории Юго-Восточного Памира, и она, вероятно, на протяжении всего палеоцена подвергалась не очень интенсивной эрозии.

Новое оживление тектонических движений произошло, вероятно, в эоцене. Большая часть Юго-Восточного Памира снова вовлекается в неравномерное прогибание, в котором участвуют даже те районы, которые на протяжении всего мелового периода, по-видимому, были областью размыва. Тем не менее, масштабы прогибания все же оставались меньшими, чем, например, в начале поздне меловой эпохи. Одновременно расчлененность рельефа была очень высокой, в пользу чего говорит грубообломочный состав сформировавшихся отложений. Среди них можно наметить ряд фашиальных разновидностей, а именно: кызылрабатские известняково-конгломератные фашии, шиндыйские песчано-известняково-конгломератные фашии, кокджарские конгломератные фашии, куртекинские и киндыкские песчано-карбонатно-конгломератные фашии (рис.24).

Кызылрабатские фашии образованы бурными конгломератами, сцементированными песчаным известняком. В гальке конгломератов помимо известняков в большом количестве присутствуют разнообразные меловые эффузивы, а в цементе — также продукты разрушения этих эффузивов. Характерной особенностью пород данной фашии является наличие в конгломератах прослоев известняков обломочной структуры, загрязненных примесью вулканомиктового материала. Известняки гранулированы, перекристаллизованы и вторично кальцитизированы. Поэтому первичная их природа распознается с трудом. В частности, в них встречаются створки мелких остракод.

Повышенная карбонатность цемента конгломератов, присутствие в них прослоев известняков с характерной обломочной структурой, более или менее равномерная мощность на площади свидетельствуют, скорее всего, в пользу их прибрежно-морского происхождения. А состав образующих их обломков говорит о том, что они отлагались вблизи расположенных к югу и интенсивно разрушавшихся в это время областей, где широко распространены меловые вулканогенные образования, которые и служили поставщиками вулканомиктового материала в эти отложения. Видимая мощность конгломератов невелика и редко превышает 50 м. Она, по-видимому, недалеко от истинной мощности данных отложений, так как положение их в зоне разломов с надвиговой составляющей препятствовало размыву в новейшие эпохи.

Шиндыйские фашии также образованы конгломератами, но мелко- и среднегалечными серого цвета. В гальке резко преобладают известняки, редко встречаются терригенные и кремнистые породы и полностью отсутствуют эффузивы. Сцементированы конгломераты песчаным известняком. Как и в кызылрабатских, в них имеются прослои органогенно-обломочных известняков. Однако вместе с ними здесь появляются прослои водорослевых известняков, черных глинистых сланцев, оливково-черных мергелей и серых полимиктовых песчаников. Таким образом, здесь помимо грубообломочных и карбонатных отложений существенная роль принадлежит псаммитовым породам, а вулканомиктовый материал почти целиком отсутствует, встречаясь лишь в виде незначительной примеси в полимиктовых песчаниках. Кроме того, мощность шиндыйских отложений в несколько раз больше по сравнению с кызылрабатскими (до 300 м).

Как видно, условия седиментации в зоне накопления этих осадков отличались от тех, которые существовали в районе распространения предыдущей фашии. По-видимому, продукты разрушения южного берега бассейна сюда уже не проникали. Во всяком случае, их доступ был резко ограничен. Обломочный материал поставлялся подводными течениями, скорее всего за счет разрушения внутренних поднятий. Режим аккумуляции, очевидно, был крайне неустойчив. Обильный привнос материала временами сменялся почти полным его прекращением, когда формировались известняки. Бассейн, вероятно, был очень мелким, так как едва затвердевшие известковистые илы взламывались проникавшим до дна волнением. В нем, очевидно, часто менялось направление течений, при котором вместо преимущественного поступления известнякового обломочного материала начинал аккумулироваться терригенный, принесенный, по-видимому, из весьма отдаленных областей размыва.

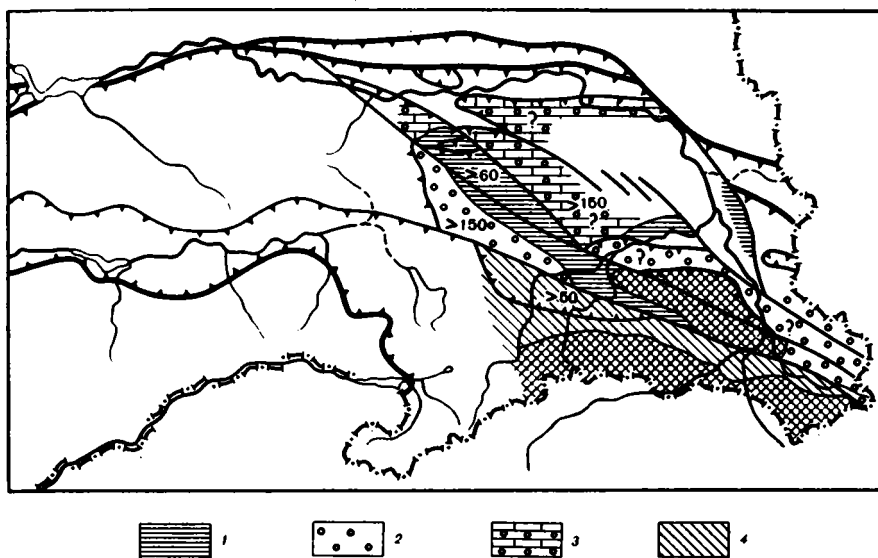


Рис. 24. Схема распределения в современной структуре фаций отложений эоцена

1 – куртекинская и киндыкская фации; 2 – кокджарская фация; 3 – шиндыйская фация; 4 – кызылрабатская фация

В конце периода накопления данной фации произошло резкое оживление движений, отразившееся на составе ее осадков: исчезают прослой известняков, конгломераты становятся крупногалечными и валунно-глыбовыми. В них растет количество гальки терригенных пород, аналогичных тем, которыми сложены подстилающие меловые отложения, что указывает на сокращение площади прогиба и частичный размыв его бортов в конце эоцена – начале олигоцена.

Площадь распространения шиндйских отложений, так же как и образований большей части мелового периода, вероятно, в основном совпадала с районом развития юрских пород карабелесского типа. Эти отложения, очевидно, приурочены к осевой части внешнего прогиба, отделявшегося от внутренних районов относительным поднятием, в пределах которого формировались осадки следующей фации.

Киндыкские фации состоят из почти ритмичного чередования серых среднегалечных, реже мелковалунных конгломератов с глинисто-карбонатным цементом и буровато-серых полимиктовых песчаников и алевролитов с редкой "плавающей" галькой известняков и раннемеловых эффузивов. В конгломератах преобладает галька известняков и очень редко встречаются обломки серых кремней и темно-зеленых туфопесчаников. В нижней половине разреза этих отложений есть единичные маломощные прослой черных глинистых сильно гранулированных органично-обломочных известняков. Видимая мощность осадков этой фации не превышает 70 м. Они налегают с размывом на эродированную поверхность юрских известняков.

Строение отложений указывает на весьма нестабильные условия их аккумуляции, а состав – на то, что они образовались как за счет разрушения близлежащих поднятий (обломки известняков и эффузивов), так и за счет привноса обломочного материала издалека (полимиктовость песчаников и алевролитов). Очевидно, эти особенности связаны с тем, что седиментация происходила на активно развивавшемся поднятии, располагавшемся на территории распространения юрских отложений курстыкского типа. Оно, вероятно, не выходило из-под уровня моря, либо разрушался только его внутренний склон, что сказалось на составе пород кокджарской фации.



Кокджарские фации сложены буровато-серыми плохо сортированными конгломератами от среднегалечных до валунных. Базальный цемент в них образован известняково-полимиктовым песчаниками с карбонатным цементом. В средне- и плохоокатанной гальке преобладают известняки, кроме которых попадаются кремни и подстилающие меловые песчаники и туфопесчаники. Видимая мощность конгломератов достигает 150 м.

Конгломераты, очевидно, формировались за счет разрушения близко расположенного поднятия в активно развивавшемся прогибе, возникшем на территории, в пределах которой в течение второй половины поздне меловой эпохи, по-видимому, не происходила седиментация. Таким поднятием, скорее всего, был внутренний крутой склон той структуры, на большей части которой отлагались осадки киндыкской фации, хотя при этом не исключается также снос из более внутренних частей Юго-Восточного Памира.

Куртекинские фации весьма сходны с предыдущими. Они также образованы в основном буровато-серыми, преимущественно среднегалечными отложениями. Их галька состоит почти целиком из разновозрастных известняков. Отличают эти конгломераты от предыдущих высокая карбонатность цемента, образованного либо песчаным известняком, либо чистым карбонатом, наличие в них галек меловых эффузивов, появление прослоев песчаных известняков с обрывками мшанок и мелкими перекристаллизованными фораминиферами, а также небольшая мощность (40-60 м).

Отложения данных фаций, очевидно, формировались на внутреннем склоне того прогиба, который заполнялся кокджарскими конгломератами. Этот склон был, по-видимому, положе внешнего, а поднятие, в которое он переходил, было невысоким, мало расчлененным и сложным главным образом известняками и небольшими останцами меловых вулканических аппаратов (галька эффузивов). Примечательно, что куртекинские фации распространены на территории, где, вероятно, отсутствовала сколько-нибудь заметная седиментация в течение всего мелового периода.

#### **Фации отложений олигоцена (возможно, с низами миоцена)**

В олигоцене происходит резкое нарушение существовавшей ранее унаследованности в распределении разных типов отложений по длительно существовавшим структурно-фациальным зонам. Большая часть Юго-Восточного Памира превращается в область денудации, и только район распространения эоценовых куртекинских фаций продолжает прогибание. В его пределах лучше всего сохранились красноцветные, вероятно, большей частью континентальные отложения куртекинской песчано-конгломератовой фации, скорее всего, олигоценового возраста, которые заполняли данный прогиб, по-видимому, в условиях его перекompенсации (рис. 25). Это наиболее молодые образования, подвергшиеся интенсивным деформациям при формировании альпийской структуры.

Куртекинская фация представлена отложениями, имеющими четкое дву-членное строение.

Начинаются они красными с малиновым оттенком, реже темно-сиреневыми конгломератами. Конгломераты либо согласно налегают на эоценовые образования, либо с размывом, существенным азимутальным и незначительным угловым несогласием перекрывают непосредственно юрские породы. Они составляют нижние три четверти общего объема отложений данной фации.

Среди гальки конгломератов в низах разреза преобладают разнообразие известняки, а вверх постепенно увеличивается количество обломков терригенных пород, похожих на те, которые встречаются в базальных горизонтах юрских осадков, и пестроцветных туфогенных песчаников и гравелитов, вероятно, из меловых отложений. Здесь же появляются прослойки и линзы туфопесчаников, а также вулканомиктовых песчаников и гравелитов.

Вверх по разрезу и особенно в юго-восточном направлении в конгломератах увеличивается количество гальки разнообразных меловых вулканогенных

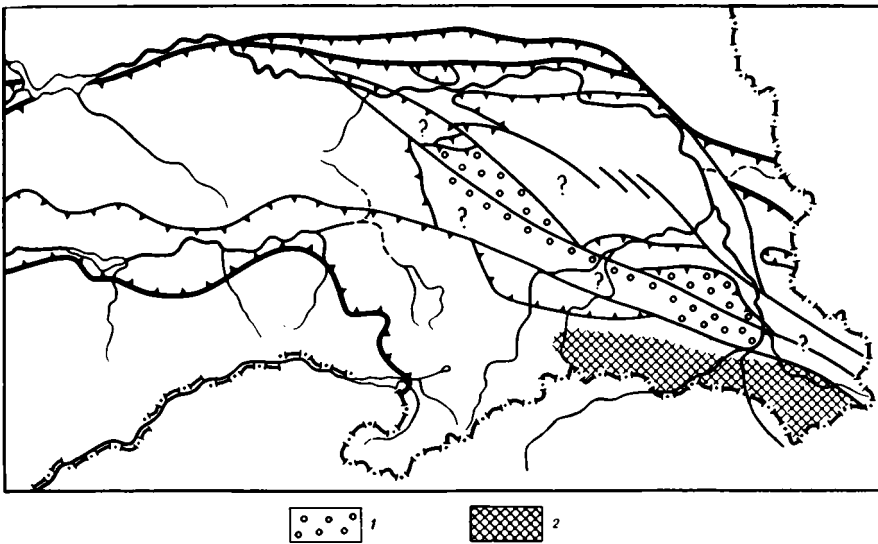


Рис. 25. Схема распределения в современной структуре фаций отложений олигоцена (возможно, с низами миоцена)

1 - куртекинская фация; 2 - область размыва

пород, принесенных, по-видимому, из района распространения тешикташской толщи.

На всем пространстве развития конгломератов они сцементированы кварц-вулканомиктовым ожелезненным и карбонатизированным песчаником. Мощность конгломератов выдержана на больших расстояниях и равна 150–200 м там, где видно их нормальное залегание на подстилающих породах.

Очевидно, что во время образования этих конгломератов постепенно увеличивалась глубина вреза рельефа (появление в гальке базальных юрских пород) и нарастала интенсивность размыва меловых эффузивов тешикташской толщи.

На завершающей стадии олигоценового осадконакопления накопились туфопесчаные отложения. Песчаники преобладают на северо-западе территории. Они состоят в основном из продуктов разрушения меловых эффузивов, заключенных в ожелезненном и карбонатизированном туфовом цементе.

На юго-востоке существенную роль в составе осадков имеют кирпично-красные также ожелезненные и карбонатизированные кислые туфы.

Видимая мощность туфопесчаных отложений верхов куртекинских фаций колеблется от 40 до 70 м.

Таким образом, оживление тектонических движений в начале олигоцена привело в конце концов к кратковременной вспышке вулканической деятельности, сосредоточенной, по-видимому, как и прежде, на юго-востоке района. Она, возможно, являлась предвестником гранитоидного магматизма завершающих этапов формирования альпийской структуры Юго-Восточного Памира.

#### **ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА В МЕЛОВИ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ**

Рассмотрение меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточного Памира и их структурного положения позволяет сделать следующие выводы.

1. Меловые и палеогеновые отложения во всех известных выходах залегают на осадках, не древнее юрских, а угловое несогласие между ними и подстилающими образованиями в несколько раз меньше углов наклона, возникших при последующих деформациях. Это свидетельствует о том, что движения на гра-

нице юрского и мелового периодов не сопровождалась существенными складчатостями деформациями, хотя и вызвали резкую смену типа седиментации.

2. Большинство мел-палеогеновых осадков представляют собой морские мелководные и прибрежные терригенные отложения.

3. Их максимальные суммарные мощности меньше суммарной мощности юрских отложений.

4. В составе мел-палеогеновых осадков преобладают обломки карбонатных пород, слагающих основную массу юрских отложений, или фрагменты меловых эффузивов, а обломки более древних пород либо отсутствуют, либо встречаются в незначительных количествах главным образом в песчаниках; следовательно, меловые и палеогеновые отложения являются автохтонными образованиями, возникшими за счет разрушения местных областей размыва, сложенных преимущественно юрскими и меловыми породами.

5. Таким образом, залегание на юрских породах мел-палеогеновых осадков, вероятно, было повсеместным, а более древние породы были, по-видимому, целиком погребены под юрскими отложениями.

6. Закономерная связь разных мел-палеогеновых фациальных комплексов с вполне определенными юрскими фациальными комплексами указывает на заметное влияние на развитие седиментационных бассейнов этого возраста того юрского основания, на котором они заложились, причем в мелу отмечается прямая унаследованность в ходе развития от предшествующего этапа. Только в палеогене происходит частичное перераспределение в расположении отдельных структур.

7. При отложении каждого из проанализированных комплексов повторялись процессы, происходившие в триасе и юре, что указывает на возрастание скорости развития структуры. Они начинаются с разрастания бассейнов седиментации, а завершаются перерывами в осадконакоплении, которым предшествует появление грубообломочных отложений. Только в олигоцене отмечается постепенное ослабление дифференциальных движений со временем, предшествующее завершающей складчатости. Это сказалось в смене конгломератов песчаниками в верхах разреза. Следует подчеркнуть, что перерывы в седиментации не сопровождалась возникновением резких угловых несогласий, а амплитуда прогибания дна седиментационных бассейнов была меньше, чем в триасе и юре, как это видно по фациям и мощностям отложений мела и палеогена.

8. Вспышки мелового подводного и наземного вулканизма приурочены к началу циклов разрастания седиментационных бассейнов и затухают к моментам перерывов в осадконакоплении. Состав его продуктов меняется со временем в сторону повышения основности и щелочности (от липаритов до трахиандезитов). Районы наиболее активного и длительного вулканизма располагаются на границе синклиория Юго-Восточного Памира с крупной положительной структурой – Ваханским антиклинорием. Их положение, возможно, определяется сколами, возникшими при движениях в области, пограничной между этими двумя крупными структурами.

9. Современная складчато-надвиговая структура Юго-Восточного Памира сформировалась, по-видимому, в миоцене, так как с плиоцена началось образование наложенных на нее впадин. В ее строении участвуют дислоцированные в едином плане и стиле отложения верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена. В процессе формирования этой структуры были в значительной степени нарушены первоначальные соотношения между существовавшими ранее структурно-фациальными зонами, которые оказались перекрытыми надвигами и смещенными вдоль сдвигов.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА  
В МЕЛОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ**

**ТИПЫ РАЗРЕЗОВ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ**

**Вводные замечания**

Меловые и третичные отложения на востоке Центрального Памира впервые были выделены Д.В. Наливкиным в 1927 г. (Наливкин и др., 1932). На западе, в Язгулемском хребте, нижнемеловая толща обнаружена в 1928 г. (Юдин, 1931). По мнению Г.Л. Юдина (1932), она лежит на подстилающих отложениях с угловым несогласием.

Затем эти образования изучались сотрудниками Таджикской комплексной экспедиции (ТКЭ) и Таджикско-Памирской экспедицией (ТПЭ).

В Язгулемском хребте они схематически были закартированы А.К. Жерденко (1933), а на востоке данного хребта, кроме того, детально описаны К.Н. Паффенгольцем и М.И. Шабалкиным (1936). В Музкольском хребте и в Рангкульском районе меловые и третичные породы изучались И.Г. Барановым (1934), А.В. Хабаковым (1933) и П.П. Чуенко (1933, 1934), а также в 1936–1937 гг. П.Д. Виноградовым. В бассейне р. Бартанг меловые отложения впервые были обнаружены И.Г. Барановым и В.С. Глазуновым (1937). Эти же исследователи отметили присутствие верхнемеловых известняков на водоразделе и северном склоне в западной части Язгулемского хребта.

В то время на Центральном Памире различались красноцветные породы нижнего мела, известняки верхнего мела и красноцветные песчаники и конгломераты с гальками рудистовых известняков – третичного возраста. Такое расчленение сохранялось до конца 50-х – начала 60-х годов.

После определения палеогеновой фауны из пород, распространенных на границе Северного и Центрального Памира и в районе перевала Акбайтал (Левен, Романько, 1960; Карапетов, Воскоянц, 1962; Бархатов, 1963), и повторных находок галек рудистовых известняков в конгломератах большинство красноцветов Центрального Памира В.И. Дроновым (1962) было отнесено к палеогену. Этому способствовала находка рудистовых известняков под красноцветами в некоторых районах Язгулемского хребта (Карапетов, Воскоянц, 1962), а также обнаруженное В.И. Дроновым налегание верхнемеловых известняков с угловым несогласием непосредственно на верхнетрисовые сланцы в бассейне р. Бартанг.

Однако вскоре после того, как тот же В.И. Дронов установил наличие опрокинутых и лежащих складок в Язгулемском хребте, часть красноцветов, связанная постепенными переходами с верхнеюрскими известняками, снова была отнесена к нижнему мелу (Дронов и др., 1964). Одновременно в состав верхнемеловых и палеогеновых отложений были включены терригенно-вулканогенные породы, распространенные в нижнем и среднем течении р. Бартанг и в бассейне рек Западный и Восточный Пшарты (Дронов, 1963а; Буданов, Дронов, 1964). Правда, В.И. Будановым и В.И. Дроновым было высказано предположение, что

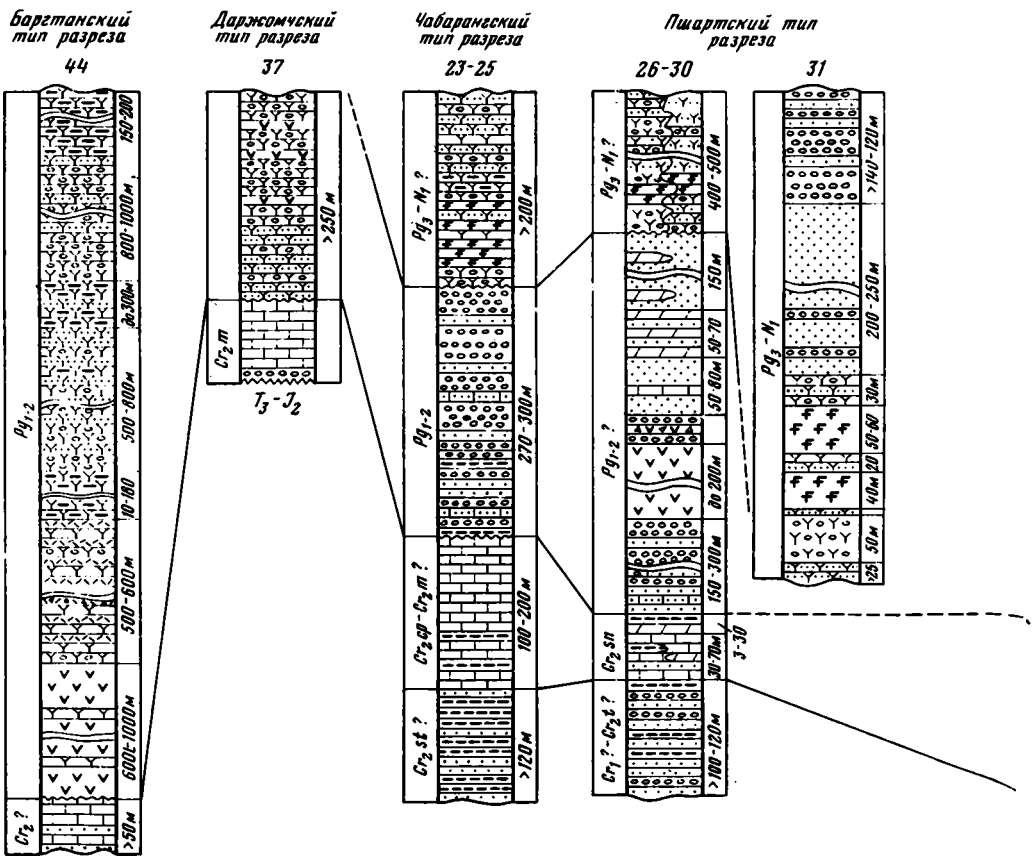


Рис. 26. Схема сопоставления различных типов разрезов меловых и палеогеновых отложений Центрального Памира

1 - известняки; 2 - известковистые песчаники; 3 - мергели; 4 - глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты; 5 - песчаники; 6 - конгломераты; 7 - гипсы; 8 - туфосланцы и туфоалевролиты; 9 - туфопесчаники; 10 - туфоконгломераты; 11 - туфы среднего и основного состава; 12 - туфобрекчии среднего и основного состава; 13 - кислые туфы; 14 - туфобрекчии и туфоагломераты кислого состава; 15 - альбитофиры по андезитам и андезито-базальтам; 16 - субщелочные базальтоиды; 17 - размывы; 18 - угловое несогласие; 19 - тектонические контакты.

Цифры у колонок соответствуют номерам разрезов на рис. 27

Рис. 27. Схема современного расположения фациальных комплексов юрского, мелового и палеогенового периодов на Центральном Памире

Юрские фациальные комплексы ("зоны"): 1 - рохарвский; 2 - кударинский; 3 - калакташский; 4 - язгулемский; 5 - акбайтальский. Меловые и палеогеновые фациальные комплексы: 6 - бартангский; 7 - даржомчский; 8 - чабарангский; 9 - пшартский; 10 - зорташский; 11 - рангульский; 12 - убагнский. Разломы: 13 - межзональные надвиги; 14 - крупнейшие внутризональные надвиги; 15 - прочие разрывы; 16 - стратиграфические контакты; 17 - опорные разрезы меловых и палеогеновых отложений



часть эффузивов, встречающихся в бассейне Пшартов и далее к востоку, возможно, моложе тех, которые имеются на западе по бортам долины Бартанга. Х.С. Таджидинов (1968) эти же образования на Бартанге считает преимущественно меловыми – нижнепалеогеновыми, а на Пшартах – скорее всего олигоценовыми.

В.И. Буданов и В.И. Дронов относят эффузивы “к послепериодному структурному комплексу осадков Центрального Памира”, которые “фиксируют вступление его в орогеническую стадию” (Буданов, Дронов, 1964, стр. 285) развития. Х.С. Таджидинов (1968) формирование терригенно-вулканогенных толщ Бартанга связывает с заключительным этапом геосинклинального развития Центрального Памира, а эффузивы Пшартов относит к субплатформенным образованиям.

В последние годы благодаря новым сборам фауны была детализирована стратиграфия верхнемеловых отложений (Фроленкова и др., 1969). Вместе с тем при ревизии прежних определений палеогеновой фауны и повторном осмотре некоторых мест ее находок на севере Центрального Памира установлено, что красноцветные и пестроцветные отложения, отнесенные к палеогену, содержат, по мнению Т.Ф. Андреевой, Ю.Н. Андреева, Т.Н. Богдановой, Г.Г. Мартинсона и В.А. Прозоровского, органические остатки либо нижнемелового, либо юрского возраста (Крейденков, Распопин, 1969). В связи с этим было высказано мнение о широком развитии данных отложений в пределах указанного региона, а присутствие на его территории морских палеогеновых комплексов отрицается (Крейденков и др., 1970). Отвергается также проявление вулканической деятельности в послемеловые эпохи, а встречающиеся здесь эффузивы предположительно включаются в состав доверхнемеловых образований.

Следовательно, если стратиграфия верхнемеловых, преимущественно карбонатных отложений сейчас более или менее ясна, то мнения о возрасте, структурном положении и месте в истории тектонического развития терригенных и вулканогенных образований расходятся. Это связано с бедностью последних органическими остатками и уже отмеченной выше сложностью альпийской тектоники Центрального Памира, которая затрудняет опеределение стратиграфических соотношений данных образований как между собой, так и с четко датированными породами.

Детальное изучение показывает, что на Центральном Памире можно выделить несколько типов разрезов меловых и палеогеновых отложений (рис. 26), приуроченных, очевидно, к разным структурно-фациальным зонам, первоначальное расположение которых было нарушено при альпийском тектоногенезе (рис. 27). Поэтому данные отложения в современной структуре можно рассматривать только как фациальные комплексы, характер взаимных переходов между которыми наряду с исходным распределением на площади сейчас определить нельзя, так как такая реконструкция будет весьма гипотетичной. Однако в виду того, что эти комплексы участвуют в альпийской структуре совместно с более древними мезозойскими образованиями, также находящимися в аллохтонном залегании, и иногда имеют с ними нормальные стратиграфические контакты, появляется возможность анализа их соотношения со структурами, сложенными триасовыми и юрскими породами.

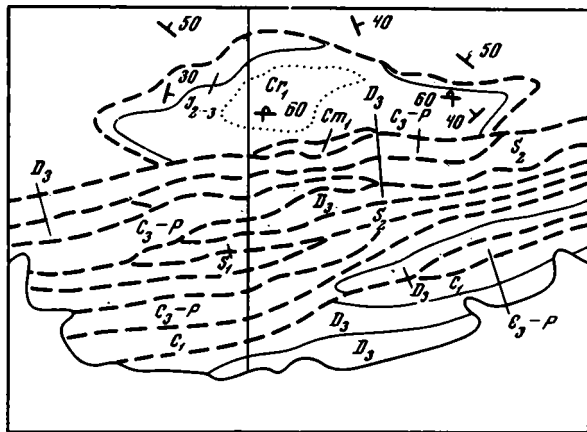
Ниже рассмотрены различные фациальные комплексы мела и палеогена и их положение в современной структуре Центрального Памира, а в заключение сделана попытка оценить влияние нижнемезозойской тектонической истории на более позднее развитие этого региона.

### Рангкульский тип разреза

Отложения рангкульского типа распространены главным образом в зоне Танымасского надвига (см. рис. 27).

Отложения нижнего мела этого типа лучше всего представлены в разрезах к северу от горы Акбайтал (см. рис. 27, 1), в верховьях р. Кызыл-

Рис. 28. Геологическая карта и профиль района горы Акбайтал



Джик на правом борту его притока – р. Аксу (см. рис. 27,5), а также в нижнем течении р. Зорташкол (см. рис. 27,2).

Среди этих разрезов только к северу от горы Акбайтал вместе с нижнемеловыми образованиями обнажаются, подстилающие их юрские породы, сходные по составу с распространенными в Рохарвской зоне (рис. 28; см. рис. 27,1). Они представлены песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами с пачкой гипсов в нижней половине разреза, мощность которого (видимая) достигает примерно 200 м. Эти отложения содержат пелещиподы батского и келловейского ярусов (Крейденков, Расопин, 1969). На них залегают нижнемеловые образования, имеющие следующее строение:

Мощность, м

1. После 5–15 м закрытого склона обнажается "красновато-фиолетовая" пачка, состоящая из конгломератов с прослоями синевеных песчаников и алевролитов. В конгломератах преобладает галька голубовато-серых филлитов, кварца и кварцитов, редко встречаются гальки известняков и кремней. Песчаники сложены обломками филлитов, серицит-хлорит-кварцевых сланцев, микрокварцитов. Они – давленные и слегка карбонатизированные . . . . . 100–200
2. "Красновато-коричневая" пачка мелкозернистых песчаников и алевролитов с постепенным переходом сменяет предыдущую.
  - а) Она начинается коричневыми алевритистыми полимиктовыми песчаниками с железисто-карбонатным цементом . . . . . 30–50
  - б) Выше следуют зеленовато-серые хлорит-известковистые и полимиктовые алевритистые песчаники и алевролиты, которые в верхней части горизонта содержат прослой серых комковатых мелкозернистых известняков мощностью до 1,5 м. В алевролитах встречаются пелещиподы плохой сохранности, среди которых В.А. Прозоровский и Т.Н. Богданова определили: *Isoarca* sp. (типа *Nucula planata* Lam.), *Exogyra* sp. (типа *Exogyra turbeculitera* Koch. et Dunk.) . . . . . 10



часть эффузивов, встречающихся в бассейне Пшартов и далее к востоку, возможно, моложе тех, которые имеются на западе по бортам долины Бартанга. Х.С. Таджидинов (1968) эти же образования на Бартанге считает преимущественно меловыми – нижнепалеогеновыми, а на Пшартах – скорее всего олигоценowymi.

В.И. Буданов и В.И. Дронов относят эффузивы "к послепалеогеновому структурному комплексу осадков Центрального Памира", которые "фиксируют вступление его в орогеническую стадию" (Буданов, Дронов, 1964, стр. 285) развития. Х.С. Таджидинов (1968) формирование терригенно-вулканогенных толщ Бартанга связывает с заключительным этапом геосинклинали развития Центрального Памира, а эффузивы Пшартов относит к субплатформенным образованиям.

В последние годы благодаря новым сборам фауны была детализирована стратиграфия верхнемеловых отложений (Фроленкова и др., 1969). Вместе с тем при ревизии прежних определений палеогеновой фауны и повторном осмотре некоторых мест ее находок на севере Центрального Памира установлено, что красноцветные и пестроцветные отложения, отнесенные к палеогену, содержат, по мнению Т.Ф. Андреевой, Ю.Н. Андреева, Т.Н. Богдановой, Г.Г. Мартинсона и В.А. Прозоровского, органические остатки либо нижнемелового, либо юрского возраста (Крейденков, Распопин, 1969). В связи с этим было высказано мнение о широком развитии данных отложений в пределах указанного региона, а присутствие на его территории морских палеогеновых комплексов отрицается (Крейденков и др., 1970). Отвергается также проявление вулканической деятельности в послемеловые эпохи, а встречающиеся здесь эффузивы предположительно включаются в состав доверхнемеловых образований.

Следовательно, если стратиграфия верхнемеловых, преимущественно карбонатных отложений сейчас более или менее ясна, то мнения о возрасте, структурном положении и месте в истории тектонического развития терригенных и вулканогенных образований расходятся. Это связано с бедностью последних органическими остатками и уже отмеченной выше сложностью альпийской тектоники Центрального Памира, которая затрудняет опеределение стратиграфических соотношений данных образований как между собой, так и с четко датированными породами.

Детальное изучение показывает, что на Центральном Памире можно выделить несколько типов разрезов меловых и палеогеновых отложений (рис. 26), приуроченных, очевидно, к разным структурно-фациальным зонам, первоначальное расположение которых было нарушено при альпийском тектоногенезе (рис. 27). Поэтому данные отложения в современной структуре можно рассматривать только как фациальные комплексы, характер взаимных переходов между которыми наряду с исходным распределением на площади сейчас определить нельзя, так как такая реконструкция будет весьма гипотетичной. Однако в виду того, что эти комплексы участвуют в альпийской структуре совместно с более древними мезозойскими образованиями, также находящимися в аллохтонном залегании, и иногда имеют с ними нормальные стратиграфические контакты, появляется возможность анализа их соотношения со структурами, сложенными триасовыми и юрскими породами.

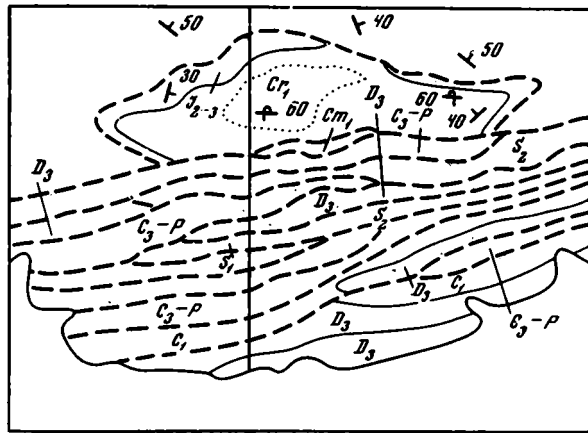
Ниже рассмотрены различные фациальные комплексы мела и палеогена и их положение в современной структуре Центрального Памира, а в заключение сделана попытка оценить влияние нижнемезозойской тектонической истории на более позднее развитие этого региона.

### Рангкульский тип разреза

Отложения рангкульского типа распространены главным образом в зоне Танымасского надвига (см. рис. 27).

Отложения нижнего мела этого типа лучше всего представлены в разрезах к северу от горы Акбайтал (см. рис. 27, 1), в верховьях р. Кызыл-

Рис. 28. Геологическая карта и профиль района горы Акбайтал



Джик на правом борту его притока – р. Аксу (см. рис. 27,5), а также в нижнем течении р. Зорташкол (см. рис. 27,2).

Среди этих разрезов только к северу от горы Акбайтал вместе с нижнемеловыми образованиями обнажаются, подстилающие их юрские породы, сходные по составу с распространенными в Рохарвской зоне (рис. 28; см. рис. 27,1). Они представлены песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами с пачкой гипсов в нижней половине разреза, мощность которого (видимая) достигает примерно 200 м. Эти отложения содержат пелещиподы батского и келловейского ярусов (Крейденков, Расопин, 1969). На них залегают нижнемеловые образования, имеющие следующее строение:

Мощность, м

1. После 5–15 м закрытого склона обнажается "красновато-фиолетовая" пачка, состоящая из конгломератов с прослоями сиреневых песчаников и алевролитов. В конгломератах преобладает галька голубовато-серых филлитов, кварца и кварцитов, редко встречаются гальки известняков и кремней. Песчаники сложены обломками филлитов, серицит-хлорит-кварцевых сланцев, микрокварцитов. Они – давленные и слегка карбонатизированные . . . . . 100–200
2. "Красновато-коричневая" пачка мелкозернистых песчаников и алевролитов с постепенным переходом сменяет предыдущую.
  - а) Она начинается коричневыми алевритистыми полимиктовыми песчаниками с железисто-карбонатным цементом . . . . . 30–50
  - б) Выше следуют зеленовато-серые хлорит-известковистые и полимиктовые алевритистые песчаники и алевролиты, которые в верхней части горизонта содержат прослой серых комковатых мелкозернистых известняков мощностью до 1,5 м. В алевролитах встречаются пелещиподы плохой сохранности, среди которых В.А. Прозоровский и Т.Н. Богданова определили: *Isarca* sp. (типа *Nucula planata* Lam.), *Exogyra* sp. (типа *Exogyra turbeculitera* Koch. et Dunk.) . . . . . 10

- в) Зеленоцветные породы сменяются коричневыми песчанистыми алевролитами с железисто-карбонатным цементом . . . . . Около 10
- г) На них лежат серые алевритистые полимиктовые песчаники с кремнисто-карбонатным цементом и прослоями (по 0,5-1,0 м) коричневых алевролитов. В алевролитах имеются пелециподы (Т.Н. Богданова, В.А. Прозоровский): *Nucula* sp. (типа *N. corneliana* Orb.), *Pinna* sp., *Modiolus* sp., *Solen* sp., *Pholadomya* sp. (типа *Ph. valangiensis* Pict. et Camp.). . . . . Около 10
- д) Затем снова появляются коричневые песчаники и алевролиты . . . . . 40-45
- е) Выше - серые и зеленовато-серые алевритистые песчаники и алевролиты, полимиктовые, с кремнисто-карбонатным хлоритизированным и огипсованным цементом. Они содержат прослой (до 1,5 м) серых глинистых и микрозернистых известняков, доломитизированных, а сверху - пласт белых гипсов (2 м). В известняках имеются плохой сохранности пелециподы. . . . . 6-8
- ж) Коричневые алевролиты с прослоями песчаников. В алевролитах - ядра неопределимых пелеципод . . . . . 30
- з) Переслаивание серых, зеленовато-серых и зеленых микрозернистых и мергелистых известняков, мергелей, хлорит-известковистых алевролитов. В них содержатся многочисленные пелециподы (Т.Н. Богданова, В.А. Прозоровский): *Nucula* sp. (типа *N. albensis* Orb., *Nucula planata* Leym., *V. ovata* Orb., *N. lamplugi* Wood), *Isoarca* sp., *Modiolus* sp. (типа *M. ligeriensis* Orb.), *Opis* sp., *Panape* sp. и др. Есть слепки нор раков *Calianassa* . . . . . 15
- и) Венчают разрез красновато-коричневые мелкозернистые и алевритистые полимиктовые песчаники с железисто-карбонатным цементом . . . . . Видимая свыше 30

По мнению определявших фауну палеонтологов, наличие таких форм, как *Isoarca* sp., *Pinna* sp., *Solen* sp., свидетельствует о принадлежности содержащих их пород к нижнему мелу.

Нижнемеловые и подстилающие их юрские породы образуют запрокинутую к северу синклиналь, на которую с юга надвинуты палеозойские отложения Акбайтальской группы покровов (см. рис. 28). Породы, образующие синклиналь, залегают на раздробленных и милонитизированных сланцах и песчаниках рангкульской свиты ордовика (?), имея с ними тектонические контакты. На контактах мезозойские породы также подверглись раздроблению: известняки иногда превращены в ожелезненную брекчию, а терригенные образования - в перетертые, часто окварцованные, карбонатизированные и огипсованные тектониты, "залегающие" на палеозойских породах с резким угловым несогласием.

Верхние горизонты нижнемеловых отложений обнажаются в нижнем течении р. Зорташкол и в верховьях р. Кызыл-Джиик.

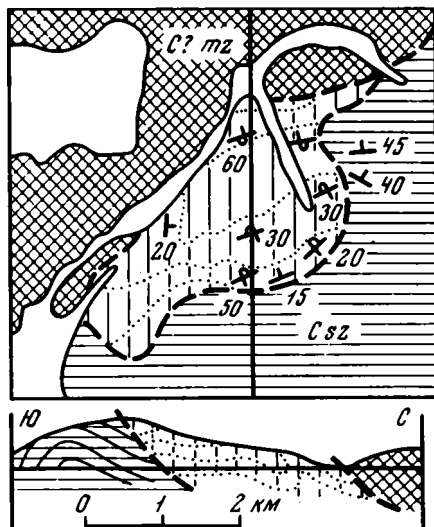
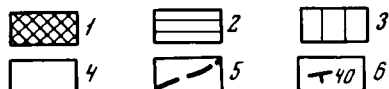
В низовьях р. Зорташкол эти отложения обнажаются на правом борту долины в виде тектонического клина, приуроченного к зоне Тяньмасского надвига (рис. 29; см. рис. 27,2) к востоку от гребня с отметкой 4109 м.

Здесь в верхах разреза появляется известняково-мергельная пачка. Ее породы путем переслаивания сменяют подстилающие песчаники и сланцы. Пачка состоит из чередования серых, желтовато-серых микрозернистых алевритистых известняков, зеленых мергелей, часто комковатой текстуры с остракодами, светло-зеленых полимиктовых алевролитов с хлорит-глинисто-карбонатным цементом и фисташковых полимиктовых алевритистых песчаников с базальным карбонатным цементом. Мощность отдельных прослоев 0,5-1,0 м. В известняках встречаются пресноводные *Pseudohyria* cf. *babatagensis* Martins. (определение Г.Г. Мартинсона). Видимая мощность пачки 100-120 м. Полная замеренная мощность нижнемеловых отложений в данном разрезе равна примерно 390-420 м.

Рис. 29. Геологическая карта района распространения нижнемеловых отложений в низовьях р. Зорташкол

1 - сланцы и филлиты музкольской толщи (С ?);  
 2 - песчаники и сланцы сарезской толщи (С<sub>1-2</sub>); 3 - нижнемеловые отложения;  
 4 - четвертичные отложения;  
 5 - надвиги; 6 - элементы залегания.

Точечный пунктир - границы пачек внутри меловых отложений



Широкое распространение в отложениях низовьев р. Зорташкол пелеципод *Isognomon* sp., *Exogyra* ex gr. *localis* Mordv., *Lima* sp., *Anomia* cf. *laevigata* Sow., а также *Pseudohyria babatagensis* Martins. говорит о принадлежности их к нижнемеловым (скорее всего альбским) образованиям (Крейденков, Распопин, 1969). Это подтверждается присутствием остракод рода *Cipridea* типа *C. gissarensis darvaseana* Andrv., так как определявший их Ю.А. Андреев указывает, что podobные формы встречаются в красноцветных глинах среднего - верхнего альба хребтов Петра I и юго-западного Дарваза.

Нижнемеловые породы смяты в синклиналь с запрокинутыми крыльями (см. рис. 29). Синклиналь имеет тектонические контакты с окружающими палеозойскими отложениями. На ее юго-восточном крыле сохранилась дополнительная лежащая опрокинутая к северу антиклинальная складка, осложняющая строение этого крыла. Близ Таньмасского надвига синклиналь сменяется запрокинутой к югу антиклиналью, в ядре которой обнажаются коричневые песчаники и алевролиты, а на крыльях - известняки и мергели самой верхней пачки нижнемеловых отложений. Таким образом, в данном месте нижнемеловые образования не имеют нормальных контактов с более древними породами.

Последние разрезы, где встречаются нижнемеловые органические остатки, расположены в верховьях р. Кызыл-Джиик, на правом борту его левого притока - р. Аксу, в 2 км к югу от высоты 4519 м (см. рис. 27,5).

В этом разрезе, видимой мощностью около 170 м, представлены верхи "красновато-фиолетовой" конгломератовой пачки и "красновато-коричневая" песчаниковая пачка. Правда, последняя отличается от песчаников Зорташкола более светлой окраской с преобладанием серых и зеленоватых тонов и несколько более грубым составом. К нижнему мелу эти породы отнесены по находкам в них гастропод *Nerinea* sp. и *Mathilda* sp. (определения М.Р. Джалилова).

На правом борту р. Аксу нижнемеловые отложения не имеют нормальных контактов с окружающими породами. С севера их выходы перекрыты делювием седловины, приуроченной к разрыву, а на юге они надвинуты на палеозойские альбитофиры. Дальше к югу от 200-метровой полосы альбитофиров снова обнажаются нижнемеловые породы, видимой мощностью свыше 120 м, также отделенные разрывами от палеозойских пород. К нижнему мелу их причисляют по наличию характерных гастропод, в частности - *Pseudomelania* sp. (определение М.Р. Джалилова).

Сложная тектоника района и плохая обнаженность пород, распространенных на левом берегу р. Кызыл-Джиик, затрудняют расшифровку их структурного положения. В обоих участках развития нижнемеловых отложений они падают в

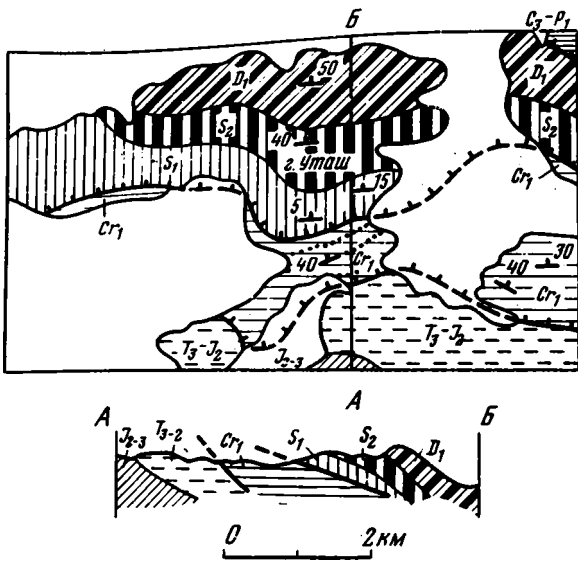


Рис. 30. Геологическая карта района горы Уташ.

1 - известняки ( $S_2$ ); 2 - известняки ( $S_1$ ); 3 - известняки ( $D_1$ ); 4 - известняки ( $C_3-P_1$ ); 5 - сланцы ( $T_3-J_2$ ); 6 - мраморизованные известняки ( $J_{2-3}$ ); 7 - меловые отложения ( $Cr_1$ ); 8 - четвертичные отложения; 9 - разрывы; 10 - элементы залегания

южных румбах под углами  $40-50^\circ$ . Их контакты с палеозойскими породами там, где они обнажены, являются тектоническими с явной надвиговой составляющей.

Скорее всего нижнемеловые отложения левого борта р. Кызыл-Джиик представляют собой останцы покрова, сорванного с основания при альпийских дислокациях.

К этому же покрову, по-видимому, принадлежат аналогичные по составу и возрасту породы, встречающиеся в районе развития Акбайтальской группы покровов: к северу от горы Акбайтал, в верховьях р. Чинсу и к западу от долины р. Данайтарт (см. рис. 27, 6 и 7).

Верхнемеловые отложения появляются на правом борту р. Кызыл-Джиик (см. рис. 27, 4) и по северному краю Рангульской котловины (см. рис. 27, 11-15). Однако подстилающие их породы не содержат органических остатков. Связующим звеном между рассмотренными отложениями и теми, в которых присутствуют верхнемеловые породы, является разрез, расположенный к югу от оз. Шоркуль-Рангуль и приуроченный к восточному продолжению зоны акбайтальских покровов (рис. 30; см. рис. 27, 16). Большая часть слагающих его пород близка по составу к породам, обнажающимся на левом борту р. Кызыл-Джиик (см. рис. 27, 5), а в верхней части разреза появляются образования, аналогичные тем, которые подстилают верхнемеловые отложения на северном обрамлении Рангульской котловины.

В песчаниках верхов разреза П.Д. Виноградовым и Н.Н. Ошурковым была собрана флора, определенная В.Д. Принадой как *Nilssonia* sp. ex gr., *N. orientalis* Hz., *Sphenobaiera* sp. ex gr., *Sph. logifolia* Pom., *Podozamites* cf. *latifolius* Hz., и лист, напоминающий *Noeggerathiopsis* sp. мезозойского возраста (Бобкова, 1959).

Обнажающиеся здесь нижнемеловые породы падают в северных румбах под углами  $30-40^\circ$  и тектонически налегают на параавтохтон акбайтальских покровов, представленный метаморфическими образованиями музкольского комплекса (Дюфур и др., 1965). Они перекрываются среднепалеозойскими отложениями, входящими в состав тектонических пластин этих покровов, оказываясь, таким образом, в самом их основании (см. рис. 30).

На севере Рангульской котловины и на правом борту р. Кызыл-Джиик меловые и перекрывающие их палеогеновые отложения развиты в зоне Таны-масского надвига. Сложная тектоника и плохая обнаженность встречающихся здесь отложений редко позволяют составить непрерывный разрез. Тем не менее насыщенность пород органическими остатками помогает выяснить страти-

графическую последовательность их образования. По данным Г.П. Крейденкова, В.А. Распопина (1969) и А.Я. Фроленковой, М.Эгамбердыева, Ю.С. Юртаева (1969), меловые и палеогеновые отложения тут имеют описанное ниже строение.

Мощность, м

1. Нижний мел. На севере Рангульской котловины представлен только верхними горизонтами. Они начинаются коричневыми мелкогалечными конгломератами, кварцевыми с отдельными гальками сланцев и кварцитов и песчанистым цементом. В конгломератах – прослой крупнозернистых коричневых песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Видимая мощность конгломератов больше 110 м. Эти конгломераты встречаются только в районе перевала Иши (см. рис. 27, 11). Конгломераты сменяют песчаники красновато-коричневые, оранжево-красные, серовато-коричневые с прослоями желтовато-серых. В основании песчаники разнозернистые, с горизонтами гравелитов, переходящими в красные алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и темно-коричневых алевритистых глин. По А.Я. Фроленковой и др. (1969), это мергенская свита. Мощность ее колеблется от 100 до 160 м. Верхняя пачка алевролитов, мощностью 40 м, аналогична по составу и положению верхней пачке разреза к югу от оз. Шоркуль-Рангуль. Суммарная видимая мощность нижнемеловых отложений на севере Рангульской котловины . . . . . 200-250  
 На левом борту и в верховьях р. Кызыл-Джиик (см. рис. 27, 4, 8 и 10) к нижнему мелу отнесена толща серых разногалечных конгломератов с прослоями красновато-коричневых песчаников, в верхней части которой имеется 3,5-метровая пачка тонкого переслаивания этих конгломератов с серыми мелкозернистыми песчаниками и красными алевролитами. В конгломератах преобладают гальки магматических и метаморфических пород. Из-за согласного залегания данных пород под отложениями с фауной турона следует, что их возраст охватывает интервал от нижнего мела до сеноманского яруса верхнего мела включительно . . . . . Более 150

Восточнее сеноманские, как и нижнемеловые отложения, имеют другой состав.

Мощность, м

2. Сеноманский ярус (Шорбельская свита). На севере Рангульской котловины к нему относится пачка, состоящая из переслаивания красновато-коричневых, малиновых, зеленовато-серых алевролитов и реже алевритистых песчаников, такого же цвета глин, зеленовато-серых и светло-серых мергелей, часто заглисованных, белых и розовых гипсов, светло-серых известняков (очень редко). Количество гипсов увеличивается снизу вверх по разрезу. К этим породам приурочено Тузопсайское месторождение каменной соли (см. рис. 27, 12). В районе перевала Иши в красновато-коричневых глинах обнаружены споры, характерные для мела (определения Э.С. Олейник): *Pteriscretacea* Chl., *Taurosisporites reduncus* (Bolch.), *Schizaea*, *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Classopolis*, *Podozamites*, *Pinaceae*. . . . . От 60 до 100
3. Туронский ярус. Повсеместно образован переслаиванием голубовато- и темно-серых и зеленовато-серых глин и серых афанитовых и мелкокристаллических глинистых органогенных и ракушнякавых, часто комковатых известняков. В них, по А.Я. Фроленковой и др. (1969), собраны: *Koulabicerus koulabicum* (Kler), *Amphidonta columba* Lam., *Cuculaea* sp. ind. (р. Кызыл-Джиик и перевал Кокбелес), а у перевала Кокбелес (см. рис. 27, 14) также *Griphaea pitcheri* Mort. var. *tacumcari* (Marcou) Bose нижнего турона

на и *Liostrea oxiani* Rom., *Exogyra turkestanensis* Born. (р. Кызыл-Джиик); *Lima (Plagiostoma)* sp. ind., *Fatina (Costeina) costei* Соф., *Plicatula batnensis* Соф. (перевал Кокбелес). *Plicatula* sp. ind. (2 км к востоку от сая Мерген-Даван – рис. 27, 13) верхнего турона . . . . .

6-40 \*

4. Коньякский ярус. Его отложения состоят из переслаивания темно-серых глин и серых и зеленовато-серых, часто комковатых, глинистых и микрозернистых органогенных и мелкодетритусовых известняков с пелециподами: *Trigonoarca* sp. ind. (перевал Кокбелес); *Trigonoarca passyana* Orb., *Lima (Plagiostoma) marrotiana* Orb., *Modiolus* sp. ind., *Liostrea rouvilei* Соф., *Megatrigonia* sp. ind., ежами: *Hemiasiter solignaci* Lamb., *H. jacksoni* Maury; острокодами: *Tetisocypris proceriformis* (Mand.), *Bythocytheromorpha aksuensis* Andrv., *Segmina* sp., *Cytherelloidae abvallaris* Mand., *Costa* cf. *super-costata* Mand., *Schuleridea* cf. *profunda* (Mand.) (2 км к востоку от сая Мерген-Даван) . . . . .

7-14

5. Сантонский ярус. К нему относится чередование красновато-коричневых, часто заглисованных, реже зеленовато-серых алевролитов, красных заглисованных, голубовато-серых, фиолетовых и зеленых глин, иногда красных мелкозернистых песчаников, а также фиолетово-серых, серых и зеленовато-серых афанитовых и обломочных мелкодетритусовых, глинистых, часто комковатых известняков. В районе перевала Кокбелес, кроме того, имеются прослой (до 2 м) белых и розовых гипсов. На перевале Кокбелес в известняках в основании пачки собраны *Plecatula* sp. ind., *Anomia* sp. ind.; *Gyropleura* cf. *yachsensis* Bobkova, а в глинах вблизи сая Мерген-Даван найдены фораминиферы (определения В.И. Корчагина): *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Bykova, *Nonionella cretacea* Cushman., *N. secreta* Korotch., *Flabellamina santonica* Korotch., *Bolivina senonica* N. Bykova, характерные для сантона юго-западных отрогов Гиссара . . . . .

13-45 \*\*

6. Кампанский ярус. Он сложен известняками, серовато-фиолетовыми в основании, серыми и зеленовато-серыми, тонкозернистыми, гранулированными, иногда органогенно-водородослевыми и глинистыми. В районе сая Мерген-Даван в них обнаружены створки *Ceratostreon spinosum* Math. . . . .

7-10

7. Маастрихтский ярус. Образован известняками, серыми, реже серовато-фиолетовыми, микрозернистыми, содержащими в районе перевала Кокбелес прослой (0,8 м) известняка-ракушечника. В них – рудисты: *Biradiolites boldyuanensis* Bobk., *Agricardia* sp., ind., *Dugania* sp., *Laregouseia* sp. ind. (характерная форма для верхнего маастрихта Дарваза и восточной части Таджикской депрессии). Эти рудисты обнаружены на р. Кызыл-Джиик и в районе перевала Кокбелес . . . . .

12-18

Общая мощность верхнемеловых отложений колеблется от 96 до 230 м, причем половина ее падает на пестроцветные преимущественно терригенные отложения сеноманского яруса.

Мощность, м

8. Палеоген. К палеогену относятся кирпично-красные и красновато-коричневые кварц-полимиктовые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов на левом борту

\* Максимальная мощность свыше 40 м в верховьях р. Кызыл-Джиик, минимальная – около 6 м в районе сая Мерген-Даван (см. рис. 27, 4).

\*\* Мощность от 13 м в верховьях р. Кызыл-Джиик до 45 м в районе перевала Кокбелес.

р. Кызыл-Джиик и алевроитистых глин к югу от перевала Кокбелес. В этих местах они налегают на размытую поверхность маастрихтских известняков, образуя ядра синклиналиных складок, запрокинутых на юг. В верховьях р. Кызыл-Джиик в основании песчаников имеется горизонт мелкогалечных конгломератов, состоящий на 90% из кварцевой гальки, а также кремней и редко палеозойских сланцев. Мощности базального горизонта от 0,5 до 1 м. . . . . Видимая 30-50\*

Таким образом, рангкульский тип разреза распространен главным образом в зоне Таньмасского надвига, а также встречается среди нижних пластин Акбайтальских покровов в восточной половине зоны. Он приурочен к юрскому рохарвскому фациальному комплексу, типичные отложения которого широко представлены в долине р. Ванч.

Разрез состоит из нижнемеловых (апт-альбских) пестроцветных и красноцветных песчано-алевритистых отложений, залегающих на юрских породах без существенного углового несогласия, но с мощными базальными конгломератами, и содержащих прослой известняков, мергелей, а местами и гипсов суммарной мощностью до 500 м. Они постепенно сменяются пестроцветными мергельно-алевритистыми образованиями сеномана (до 100 м) с пластами гипсов и каменной соли, которые переходят в сероцветные глинисто-карбонатные отложения турона - коньяка (до 60 м), а последние - в пестроцветные песчано-глинистые породы сантона (15-45 м) с прослоями гипсов и в известняки верхнего сенона (до 30 м).

Палеогеновые красноцветные песчаники (50-300 м) налегают без заметного углового несогласия на размытую поверхность маастрихтских известняков (см. рис. 26). Они смяты конформно с подстилающими меловыми образованиями и участвуют в строении тех же структур, что и меловые и, вероятно, юрские породы.

### Зорташский тип разреза

Отложения зорташского типа вместе с породами акбайтальского юрского фациального комплекса (см. рис. 27) участвуют в строении Акбайтальских покровов, слагая в них несколько тектонических пластин (Руженцев, 1968б). Поэтому здесь, как правило, отсутствуют непрерывные разрезы меловых и палеогеновых отложений.

Только суммируя наблюдения по строению различных частей этих отложений, можно составить представление о составе и взаимоотношениях образований мела и палеогена.

С этой точки зрения наибольший интерес представляют разрезы верховьев р. Зорташкол и левого борта р. Северный Сассык (см. рис. 27, 17, 18 и 19).

На левом борту р. Северный Сассык довольно полно представлены верхнемеловые отложения этого типа, а палеогеновые породы соприкасаются с ними по плоскостям надвигов (см. рис. 27, 17). Верхнемеловые отложения слагают лежачую, опрокинутую к северу антиклиналь, занимающую водораздельный гребень между нижним течением указанной реки и урочищем Куленко-Таш (рис. 31). Они обладают следующим строением (описание произведено снизу вверх по разрезу):

\* Мощности песчаников палеогена оцениваются Г.П. Крейденковым и В.А. Распопиным (1969) в 300 м для верховьев р. Кызыл-Джиик и до 100 м для района к северу от оз. Рангкуль.



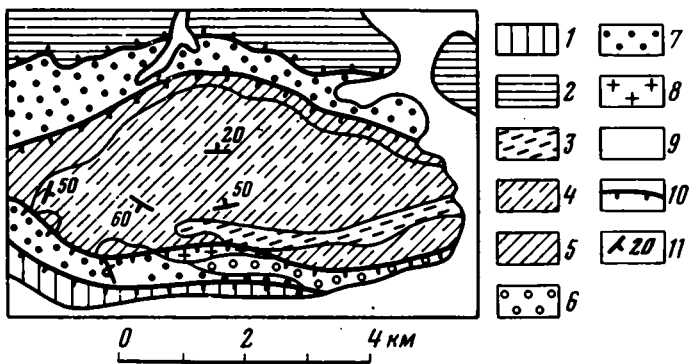


Рис. 31. Геологическая карта водораздельного гребня между р.Северный Сасык и урочищем Куленко-Таш

1 - мраморизованные известняки ( $J_{2-3m}$ ); 2 - известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 - сантонский ярус ( $Cr_{2st}$ ); 4 - кампанский ярус ( $Cr_{2cp}$ ); 5 - маастрихтский ярус ( $Cr_{2m}$ ); 6 - "эффузивно-конгломератовая" свита ( $Pg_{1-2}$ ); 7 - "песчаниковая" свита ( $Pg_2$ ); 8 - диориты; 9 - четвертичные отложения; 10 - разрывы; 11 - элементы залегания

Мощность, м

1. Сантонский ярус.

- а) В ядре складки обнажаются коричневые алевролиты с двумя прослоями гипсов (до 2 м) . . . . . Видимая 20
- б) Переслаивание красновато-коричневых и зеленовато-серых алевролитов, оливково-серых мергелей, зеленовато-серых и серых глинистых, алевролитистых мелкодетритусовых известняков. Прослой от 1 до 3 м. Встречаются линзы гипсов мощностью до 0,3 м. В известняках и мергелях - многочисленные ядра мелких пелещипод, в том числе *Lima* sp. ind. (определение Н.Н.Бобковой) и обломки рудистов, среди которых А.Я. Фроленковой указываются *Biradiolites* sp., *Radiolites* sp. . . . . 40
- в) Серые органогенно-детритусовые и зеленовато-серые плитчатые глинистые известняки с прослоями (от 0,2 до 2,5 м) коричневатобурых аргиллитов и алевролитов. В известняках этой пачки А.Я. Фроленковой собраны *Lima (Plagiostoma) marrotiana* Orb., *Exogyra* sp. ind., *Radiolites* sp. ind. . . . . 20

2. Нижнекампанский подъярус.

- а) Известняки-ракушечники из обломков раковин устриц . . . . . 2
- б) Светло-серые оолитово-детритусовые известняки с *Biradiolites* sp. ind. (определение А.Я. Фроленковой) . . . . . 3
- в) Переслаивание серых афанитовых и органогенно-детритусовых известняков с массой обломков раковин устриц . . . . . 15
- г) Песчаники известковистые, зеленовато-серые, с детритусом, образующие линзу, максимальной мощностью 10 м, заключенную в такого же цвета мергелях, переслаивающихся с серыми песчанистыми известняками с галькой кремней, кварца, мергелей и обломками устриц. В мергелях А.Я. Фроленковой найдены *Gryphaea vesicularis* Lam. и *Cardium* sp. ind., а в осьпи - ядро аммонита *Submortonicerias*, характерного, по А.А. Атабекиану, для нижнего кампана Мадагаскара, Японии и Северной Америки . . . . . 20
- д) Зеленовато-серые органогенно-детритусовые известняки с *Neitheia* sp. ind., *Lima* sp. ind., *Grammatodon* (?) sp. ind., *Exogyra* sp. ind. (определения Н.Н. Бобковой) . . . . . 5

3. Верхнекампанский подъярус.

- а) Оливково-серые известняки органогенно-детритусовые и мергели с *Neitheia* sp. ind., *Clamys* sp. ind., *Ostrea* sp. ind., *Lopha (Arcostrea)*

ex gr. <i>falcata</i> Mort. (определения Н.Н. Бобковой). В этом же слое А.Я. Фроленковой обнаружены <i>Gryphaea vesicularis</i> Lam., <i>Ceratostreon spinosum</i> Math., <i>Cardium</i> sp., <i>Lima</i> sp., <i>Siopista</i> sp., и уверенно определена <i>Lopha (Arcostrea) falcata</i> Mort. . . . .	15
б) Черные глинистые известняки с ядрами мелких неопределимых пелеципод . . . . .	50
в) Черные и темно-серые органогенно-обломочные плитчатые глинистые известняки местами со стяжениями кремня и редкими гнездами пирита. В них имеются гастроподы и крупные пелециподы кампан-маастрихта; <i>Inoceramus cf. regularis</i> Orb., <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>balticus</i> Boehm. (определения Н.Н. Бобковой). Отсюда же А.Я. Фроленкова собрала и определила <i>Clamys dujardini</i> Roem., <i>Gryphaea</i> sp. ind. и несколько точнее индифицированный <i>Inoceramus cf. balticus</i> Boehm. . . . .	150
г) Зеленовато-серые мергелистые плитчатые известняки . . . . .	220

Перечисленные выше комплексы пелеципод, по А.Я. Фроленковой и др. (1969), в Таджикской депрессии встречаются совместно с верхнекампанскими аммонитами *Hoplitoplacenticas vari* Schlut. и *Bostrychhoceras polyplacum* Roem. Мощность отложений подъяруса 440.

Мощность, м

4. <u>Маастрихтский ярус.</u> Представлен известняками, в которых А.Я. Фроленковой собраны пелециподы, в том числе рудисты. По ее данным, отложения этого яруса снизу вверх по разрезу сложены перечисленными ниже породами.	
а) Известняки темно-серые, массивные, в середине ракушечники с <i>Gryphaea vesicularis</i> Lam., <i>Exogyra ovarwegi</i> Buch, <i>Lopha</i> sp.; а также <i>Apricardia</i> sp. ind., <i>Biradiolites</i> sp. ind. . . . .	76
б) Известняки-ракушечники, состоящие из рудистов ( <i>Biradiolites boldjuanensis</i> Bobk., <i>Apricardia</i> sp. ind., <i>Laperouseia</i> sp. ind.) и устриц ( <i>Gryphaea vesicularis</i> Lam., <i>Ceratostreon spinosum</i> Math., <i>Exogyra overwe gl.</i> Buch. . . . .	24
г) Известняки серые, в кровле - темно-серые, плитчатые, скрытокристаллические с тонкими прожилками кальцита и рудистами <i>Biradiolites boldjuanensis</i> Bobkova . . . . . Видимая свыше	36

Суммарная мощность маастрихтских отложений свыше 136 м, а всего верхнего мела больше 700 м.

С окружающими породами верхнемеловые отложения имеют тектонические контакты. Палеогеновые отложения на северном борту долины р. Северный Сассык находятся в перевернутом залегании и стратиграфически снизу вверх по разрезу имеют следующее строение.

Мощность, м

4. <u>Палеоген.</u>	
а) К югу от рассланцованной интрузии гиперстен-биотитовых диоритов обнажаются светло-серые кристаллические туфы . . . . . Видимая	10
б) Сиреневые мицдалекаменной текстурой литокристаллокластические туфы, карбонатизированные, эпидотизированные с изометричными скоплениями кварц-эпидот-карбонатного агрегата . . . . .	60
в) Сиреневато-серые карбонатизированные и эпидотизированные кристаллохимические туфы . . . . .	20
г) Темно-сиреневые туфоалевролиты, слегка карбонатизированные	30
д) Сиреневые мелко- и среднегалечные конгломераты с галькой песчаников, алевролитов, известняков, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, жильного кварца и кварцитов, заключенной в базальном мергельно-карбонатном цементе. Конгломераты содержат редкие прослой (до 1,5 м) буровато-серых гравелитистых кварц-полимиктовых песчаников . . . . .	50

Горизонты "а"- "д" - "эффузивно-конгломератовая" свита "Акбайтальского прогиба", по С.С. Карапетову и Г.С. Воскоянцу (1962).

Мощность, м

- е) Розовато-бурые, бурые, оливковые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники, часто рассланцованные и карбонатизированные, с кремнисто-мергелистым цементом и прослоями такого же цвета алевролитов, в том числе сиреневых туфо-алевролитов, а также желтовато-бурых и буровато-серых гравелитов с мергелистым и кремнистым цементом . . . . . 120-150
- ж) Красновато-коричневые и красновато-сиреневые полимиктовые алевролиты с примесью туфогенного материала и железистым и железисто-карбонатным цементом. В них - прослой сиреневых песчаников, которые преобладают в основании, где появляются также прослой мелкогалечных конгломератов со средне- и плохо окатанной галькой кварца, кремнистых и кремнисто-серпичитовых сланцев, сливных песчаников . . . . . Видимая от 70 до 130

На юге алевролиты по разрыву соприкасаются с полосчатыми мраморами юрского (?) возраста.

Горизонты "е" и "ж" - "песчаниковая" свита "Акбайтальского прогиба", по С.С. Карапетову и Г.С. Воскоянцу (1962).

Строение лежачей антиклинали, сложенной верхнемеловыми породами, лучше всего видно на южном крутом склоне водораздельного гребня. Здесь нижнекампанские известняки оконтуривают сверху и снизу сантонские породы, а в 1 км к юго-западу от высоты 5130 м они образуют пириклинальное замыкание ядерной части складки. Мощная толща верхнекампанских глинистых известняков и мергелей слагает гребень водораздела и большую часть его северного склона, а известняки маастрихта дают другой маркирующий горизонт, который позволяет расшифровать внутреннюю структуру верхнемеловых отложений. Нормальные контакты этих отложений с палеогеновыми в рассмотренной антиклинали отсутствуют. Они наблюдаются в верховьях р. Зорташкол (см. рис.27, 18), где имеется синклиналь, сложенная мел-палеогеновыми образованиями.

Палеогеновые образования залегают на известняковых конгломератах с прослоями известняков, содержащих фауну маастрихтского яруса, без углового несогласия, но с размывом.

Мощность, м

1. В основании разреза находятся серые известняковые конгломераты разногалечные, цемент карбонатный. В гальке - обломки рудистов . . . . . 10-15
2. Переслаивание серых, сиреневых и светло-зеленых, реже темно-зеленых литокристаллокластических туфов андезитовых порфиритов с сиреневато-серыми преимущественно известняковыми конгломератами . . . . . 100-150
3. Буровато- и сиреневато-серые средне- и крупногалечные преимущественно известняковые конгломераты с редкими прослоями красноватых песчаников. В гальке имеются обломки *Biradiolites* sp. (определение Н.Н. Бобковой) . . . . . 50-80

Горизонты "1" - "3" - "эффузивно-конгломератовая" свита, по С.С. Карапетову и Г.С. Воскоянцу (1962). Мощности ее около 250 м.

Мощность, м

4. Песчаники и гравелиты сиреневые, бурые, розовато-бурые, серые, зеленовато-серые, с прослоями такого же цвета алевролитов, в том числе сиреневых туфоалевролитов, а также мелкогалечных конгломератов с галькой песчаников, кварца, сланцев . . 100-120
5. Красновато-коричневые алевролиты с прослоями сиреневых песчаников и конгломератов (в низах). В породах следы ползания червей, слепки нор раков *Calianassa*, волноприбойные знаки, неопределимые отпечатки флоры . . . . . Видимая 150-200

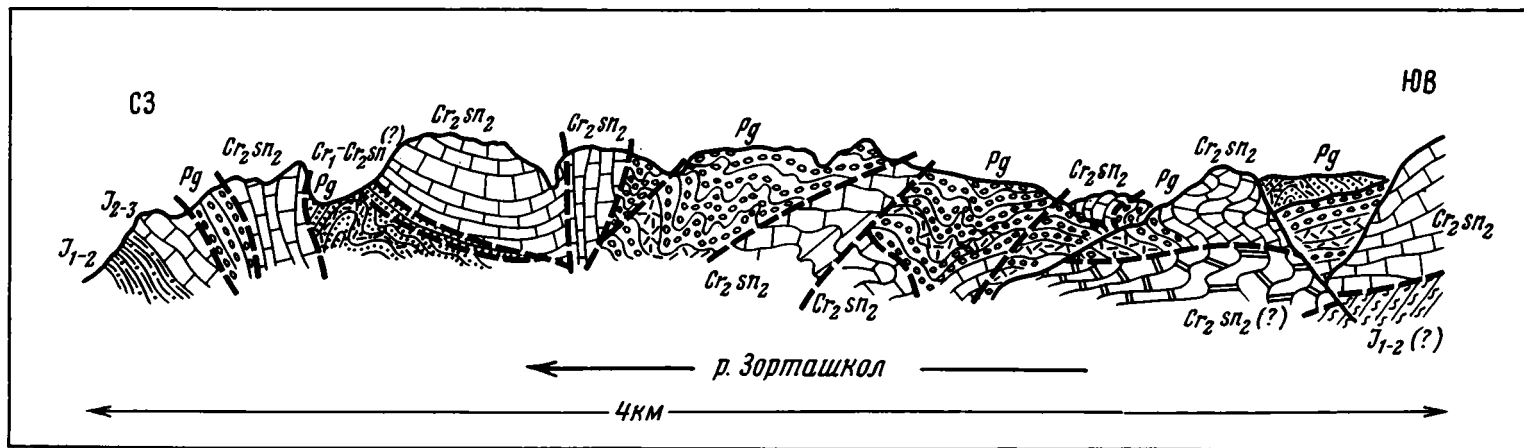


Рис. 32. Геологический профиль правого борта верхьев долины р. Зорташкол (составлен по фотопанораме)

1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - туфопесчаники;

4 - андезитовые туфы; 5 - известняки; 6 - мраморизованные известняки; 7 - кристаллические сланцы; 8 - мергелистые сланцы; 9 - разрывы

Горизонты "4" и "5" – "песчаниковая" свита, по С.С. Карапетову и Г.С.Восконянцу (1962), видимой мощностью 250–320 м, а суммарная замеренная мощность палеогеновых отложений в данном разрезе 500–670 м.

Только что рассмотренные отложения, залегающие в бассейне р. Зорташкол на породах с фауной маастрихта, похожи по составу и строению на пестроцветные образования, которые встречаются на северном борту долины р. Северный Сассыж, но соприкасаются с меловыми породами по разрыву и имеют там обратную последовательность напластования, что указывает, очевидно, на их перевернутое положение.

Синклиналь в верховьях р. Зорташкол располагается на обоих бортах долины этой реки и представляет собой простую складку, осложненную межпластовыми срывами, с пологим северным и крутым южным крыльями. Наиболее полно верхние горизонты описанного разреза сохранились в той части структуры, которая приурочена к правому борту долины и протягивается к ее водоразделу с р. Северный Акбайтал. Синклиналь находится среди тектонических клиньев и чешуй зоны Акбайтальских покровов (рис. 32).

Состав меловых и палеогеновых отложений, подобный описанному, сохраняется на всей указанной в начале площади распространения. В их основании находятся ритмично-слоистые красноцветные песчаники дотуронского возраста, которые переходят в пестроцветные глинисто-карбонатные отложения турона-сантона (120 м), местами с линзами и прослоями гипсов, сменяющиеся мергелями и известняками кампана (400 м) и известняками маастрихта (140 м). Палеоцен-эоценовые отложения лежат без существенного углового несогласия, но с размывом на сенонских известняках. В нижней части разреза они представлены пестроцветными и красноцветными эффузивно-песчано-конгломератными породами (150–250 м) с туфами андезитовых порфиритов и эоценовыми фораминиферами в цементе конгломератов, а в верхней – той же окраски туфо-песчаниками и алевролитами (250–200 м) со следами ползания червей и слепками нор раков (см. рис. 26).

Стратиграфические контакты между юрскими и мел-палеогеновыми отложениями пока неизвестны. Однако конформность дислокаций тех и других образований в пластинах акбайтальских покровов заставляет предполагать отсутствие значительных угловых несогласий между юрскими и более молодыми породами.

### Чабарангский тип разреза

Отложения Чабарангского типа распространены в восточной части Язгулемского хребта (см. рис. 27). Указанный район имеет сложное покровное строение (Руженцев, 1968а). Поэтому здесь очень редки нормальные стратиграфические переходы между разновозрастными толщами, и представление об их строении, как и в районе акбайтальских покровов, можно получить только при сопоставлении отдельных частей обычно разобщенных разрезов. К сожалению, не сохранилось ни одного разреза, где имелись бы нормальные стратиграфические контакты последовательно между юрскими, ниже- и верхнемеловыми отложениями. Есть непрерывные разрезы либо между юрскими известняками и нижнемеловыми красноцветами, либо между верхнемеловыми породами и перекрывающими их палеогеновыми образованиями.

Разрез первого типа находится на правом борту долины р. Анль-Утек (см. рис. 27, 21). Там, на северном склоне высоты 4232,8 м стратиграфически снизу вверх обнажается следующая последовательность пород.

Мощность, м

1. Верхняя юра. Известняки темно-серые глинистые и буровато-серые доломитизированные, с прослоями желтовато-зеленых комковатой текстуры. Они венчаются 1,5–2-метровым горизонтом светло-серых песчанистых известняков . . . . .
2. Нижний мел. "Серовато-розовая" пачка.
  - а) На неровной поверхности известняков без заметного углового несогласия залегают серые конгломераты, разнога-

50

лечные, известняковые с единичными гальками кварца, цементированными полимиктовым песчаником с карбонатным цементом . . . . .	1,5
б) Буровато-коричневые разнозернистые, до мелкозернистых вверх, полимиктово-известковистые песчаники с карбонатно-железистым цементом . . . . .	5-7
в) Серые конгломераты от средне- до мелкогалечных, аналогичные слою "а" . . . . .	0,5
г) Песчаники, аналогичные слою "б" . . . . .	3
д) Серые известковистые песчаники от мелкозернистых до гравелитов, с галькой известняков, кремней, реже кварцитов с карбонатным цементом . . . . .	1,5
е) Выше снова следует чередование песчаников, аналогичных слою "б", и конгломератов, образующих сначала массивные прослои, а затем преобладающих в верхах пачки. Крупность гальки в конгломератах уменьшается вверх по разрезу, где они сменяются гравелитами. В верхней трети пачки среди мелкогалечных конгломератов и гравелитов появляются прослои серых и розоватых песчаных известняков . . . . .	70-100
3. <u>Нижний мел. "Красная" пачка.</u> Состоит из красновато-коричневых аргиллитов и известковистых алевролитов с массивными прослоями алевролитистых песчаников и гравелитов. Мощность горизонтов аргиллитов и алевролитов - 5-8-10 м, а песчаников и гравелитов 1,5-3,0 м . . . . .	250-350
4. <u>Нижний мел. "Красновато-фиолетовая" пачка.</u> В ней преобладают буровато- и коричневатое-серые мелкозернистые известково-полимиктовые песчаники с железисто-карбонатным цементом. Они содержат прослои красновато-коричневых аргиллитов и алевролитов, а в основании также темно-сиреневых среднегалечных конгломератов с галькой известняков, кварцитов, кремней, цементированной крупнозернистым песчаником. Мощность горизонтов песчаников 4-10 м, конгломератов до 2 м, аргиллитов и алевролитов 2-4 м . . . Видимая около 200 м. Мощность всей толщи нижнего мела свыше 600 м.	

Нижнемеловые породы вместе с юрскими смяты в запрокинутую к югу синклиналь (рис. 33). Синклиналь, протягиваясь с северо-запада на юго-восток, пересекает долину р. Кокуйбель и по плоскости надвига соприкасается с метаморфизованными верхнетриасовыми толщами западного окончания Зорташкольского хребта. Степень ее запрокидывания увеличивается с запада на восток. На левом борту р. Кокуйбель северное крыло складки, сложенное юрскими известняками, находится в опрокинутом залегании и в районе высоты 4024 м падает на север под углами 20-30°. Подстилающие известняки нижнемеловые конгломераты испытали раздавливание. К этому же крылу относятся юрские известняки, которыми сложены горки на левом борту р. Айль-Утек. По меридиональному течению реки, стекающей с пика Музкольского, в лежащем крыле в юрских известняках видны многочисленные срывы, сопровождающиеся зонами брекчирования. Лежачее крыло обнажается только у подножия хр. Зорташкол в виде тектонических пластин, налегающих на верхнетриасовые углесто-кремнисто-хлорит-серицитовые сланцы.

Подобное строение имеет также нижнемеловая толща, встречающаяся в верховьях р. Дамамат-Сай, где она тоже слагает ядро опрокинутой к югу синклинали, висячее крыло которой осложнено срывом (см. рис. 27, 22).

Верхнемеловые и палеогеновые отложения лучше всего представлены к западу от долины р. Таньмас, в бассейне р. Шукор-Джилга, в верховьях рек Чабаранг и Хаврез-Дара. Рассмотренный ниже разрез составлен в результате изучения этих отложений на правом борту р. Таньмас к югу от устья р. Шу-

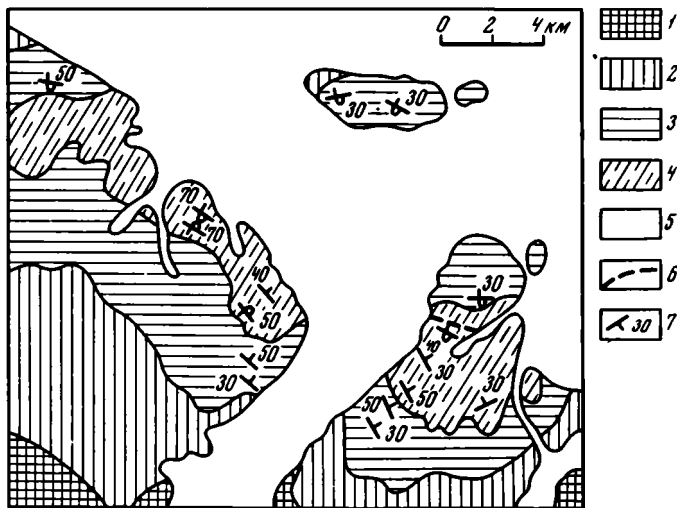


Рис. 33. Геологическая карта бассейна р.Аиль-Утек

1 - песчаники и сланцы ( $T_3$ ); 2 - пестроцветные песчаники, мергели, известняки ( $J_1-J_2bt_1$ ); 3 - известняки ( $J_2-3$ ); 4 - нижний мел ( $C_{T1}$ ); 5 - четвертичные отложения; 6 - разрывы; 7 - элементы залегания

кор-Джилга (см. рис. 27, 23) и в верховьях рек Шукор-Джилга и Чабаранг (см. рис. 27, 24), на водоразделе между последней рекой и р.Хаврез-Дара, а также по бортам ледникового трога, впадающего с востока в долину р.Хаврез-Дара в 1,5 км к югу от одноименного озера (см. рис. 27, 25). Разрез описывается стратиграфически снизу вверх.

Мошность, м

1. Нижний мел (?) - сантонский ярус верхнего мела, Красноово-коричневые и серые аргиллиты и известковистые алевролиты, содержащие в верхнем прослое (до 1 м) сероватых и желтоватых песчаных гипсов, мергелей и известняковых конгломератов ..... Видимая до 120
2. Кампанский и маастрихтский ярусы верхнего мела.
  - а) Серые и желтовато-серые мраморизованные рудистые известняки с прослоями и линзами сиреневых алевролитов и аргиллитов... 60-70
  - б) Темно-серые и черные мраморизованные известняки с обломками рудистов мощностью 100-150 м. В районе слияния двух составляющих р. Шукор-Джилга известняки прорваны катаклазированным штоком диорит-порфира диаметром свыше 500 м ... 100-150
3. Палеоцен - эоцен.
  - а) "Серая пачка". Ее породы лежат без существенного углового несогласия на неровной размытой поверхности верхнемеловых известняков. В основании они представлены чередованием (по 0,2-0,5 м) зеленовато-серых и розовато-серых туфопесчаников с обломками андезитов, подвергшихся расщеплению и карбонатизации, и бурых известковистых песчаников. Мошность этого горизонта 5-10 м. Выше преобладают светло-серые песчаные известняки с "плавающей" галькой черных сланцев и известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мошность известняков 3-8 м. Основная масса пачки сложена разногальчаными, часто давленными конгломератами, зеленовато-серыми и серыми, в которой преобладает галька разнообразных известняков, в том числе рудистовых. Кроме известняков есть гальки темно-сиреневых туфов и лав андезитов, красновато-сиреневых и серых туфопесчаников. Цементи-

рованы конгломераты либо рассланцованными и слегка карбонатизированными туфопесчаниками, либо песчанистыми известняками. Конгломераты содержат прослои (по 1–3–5 м) буровато-черных алевритистых песчаников, зеленовато-серых и сиреневых известковистых алевролитов и светло-зеленых карбонатизированных туфалевролитов. Из прослоев песчаников

А.М. Давыдченко определен комплекс пыльцы растений, характерных, по ее мнению, для палеогена: *Ginkgo, Palmae, Castanea, Rhus, Quercus, Gleichenia* . . . . . 100–150

б) "Желтая" пачка. Сложена буровато-желтыми, иногда розоватыми конгломератами того же состава, что и в предыдущей пачке, сцементированными известковистыми алевролитами. В них – прослои (по 0,5–2 м) зеленовато-желтых конгломератов с известково-песчаниковым цементом, темно-вишневых железистых мелкокристаллических известняков, сиреневых алевритистых известковистых песчаников, светло-серых рассланцованных и карбонатизированных кварц-туфогенных песчаников с обломками андезитов, оливковых глинистых известняков . . . 150–200

4. Олигоцен – миоцен (?). "Фиолетовая" пачка. Ее отложения лежат на подстилающих без углового несогласия, но на их размытой неровной поверхности, имея в основании горизонт туфоконгломератов, мощностью 1,5–3 м. В нижней половине пачки преобладают эффузивы: серые авгит-оливиновые андезитобазальты (долериты), фиолетовые плагиобазальты, зеленовато-серые альбитофиры по оливиновому базальту, фиолетовые альбитофиры по долериту и базальтовому туфу, коричневые литокластические туфы основного состава и агломератовые туфы базальтов. Эти породы включают прослои красных туфоконгломератов, сиреневых и красных кварц-туфогенных гравелитов, синеревых и серых туфопесчаников с карбонатно-железистым и железисто-кремнистым цементом. Количество и мощность (0,5–3,0 м) прослоев растет вверх по разрезу. В середине пачки есть 30-метровый горизонт красновато-коричневых аргиллитов и алевролитов, выше которого эффузивы в разрезе исчезают. . . 200

Количество эффузивов резко увеличивается с востока на запад и на правом борту р.Хаврез-Дара их мощность достигает нескольких сотен метров. К олигоцен – миоцену данная пачка отнесена, так как она, хотя и лежит с размывом на породах палеогена, но участвует в строении покровной структуры. А самые древние отложения, не входящие в состав альпийской структуры, – континентальные сероцветные образования бахмалджилгинского комплекса – имеют плиоцен-нижнечетвертичный возраст (Васильев, 1966).

Покровное строение района распространения отложений чабарангского типа впервые было отмечено К.Н. Паффенгольцем и М.И. Шабалкиным (1936). Хорошее представление о структурном положении меловых и палеогеновых отложений дает строение правого борта р.Чабаранг (рис. 34).

Таким образом, нижнемеловые – сеноманские образования чабарангского типа залегают на размытой поверхности юрских известняков акбайтальского фациального комплекса без заметного углового несогласия. Они начинаются сероцветной песчано-конгломератовой пачкой (100 м), сменяющейся ритмично-слоистыми красноцветными алевролитами с горизонтами песчаников (300 м), которые переходят в такого же строения песчаники с прослоями алевролитов (200 м). Турон-сантонские отложения состоят из красноцветных алевролитов с прослоями пестроцветных гипсов, мергелей и известняковых конгломератов (120 м). К кампанскому ярусу относятся известняки с прослоями и линзами красноватых алевролитов и песчаников (60–70 м), а к маастрихту – темные известняки (до 150 м). Палеоцен-эоценовые отложения



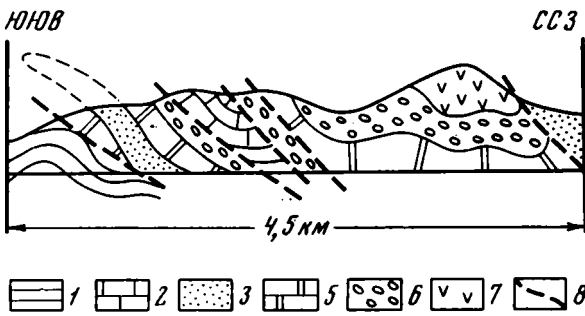


Рис. 34. Геологический профиль правого борта долины р. Чабаранг

1 - песчаники и сланцы ( $T_3-J_2$ ); 2 - известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 - аргиллиты и алевролиты ( $C_{r1}-C_{r2st?}$ ); 4 - известняки ( $C_{r2cp-m}$ ); 5 - палеоцен - эоцен ( $P_{g1-2}$ ); 6 - олигоцен - миоцен ( $P_{g3-N1?}$ ); 7 - разрывы

перекрывают размытую поверхность верхнемеловых известняков и начинаются пестроцветными туфопесчаниками, песчаниками и песчанистыми известняками с пирокластическими обломками андезитов (15-18 м). Основная масса их сложена зеленоватыми в основании и желтоватыми вверх конгломератами (450 м) с преобладающей галькой известняков и прослоями пестроокрашенных песчаников, туфопесчаников, известняков с пылью палеогеновых растений. Олигоцен-миоценовые (?) красноцветные породы лежат на подстилающих с разрывом, но без углового несогласия. Начинаются они эффузивно-конгломератовыми образованиями с оливинсодержащими базальтоидами (150 м), а завершаются пачкой, где преобладают туфопесчаники (100 м) (см. рис. 26).

### Пшартский тип разреза

Отложения пшартского типа сравнительно узкой полосой протягиваются вдоль южной окраины Центрального Памира (см. рис. 27).

Основная масса этих отложений располагается между двумя региональными разломами-надвигами: межзональным Рушанско-Пшартским и осложняющим структуру Центрального Памира - Малджуранским. Поэтому они не имеют нормальных стратиграфических контактов с окружающими породами и сами сильно дислоцированы. Кроме интенсивной нарушенности расшифровку строения этих отложений осложняет их довольно резкая изменчивость по площади в сочетании с крайней бедностью органическими остатками.

Наиболее удобным районом для изучения отложений пшартского типа являются долины рек Западный и Восточный Пшарты, особенно первой (Дюфур, Швольман, 1972). Здесь имеется ряд сравнительно крупных структур, в которых можно уловить стратиграфическую последовательность залегания пород описываемого типа (рис. 35; см. рис. 27, 26-31). Оказывается, что в разрезе меловых и палеогеновых отложений выделяются снизу вверх по разрезу несколько отличающихся по литологии свит: саткинская, аксайская, малджуранская, текеликская и джарджилгинская.

Мощность, м

1. **Саткинская свита.** Объединяет доверхнесенонские отложения, включающие, очевидно, также породы нижнего мела. В бассейне р. Западный Пшарт ее отложения соприкасаются с более древними породами только по плоскостям тектонических нарушений. Основание ее, возможно, представлено в горах Кара-Таш на северном борту долины р. Восточный Пшарт (см. рис. 27, 30). Эти горы сложены терригенно-вулканогенными отложениями средней юры, окрашенными преимущественно в светло-сиреневые и фиолетовые тона. Для них характерно присутствие горизонтов (от 2 до 15 м) зеленокаменно-зеленых диабазовых порфиритов и прослоев (по 1,5-3,0 м) коричневатых и темно-серых и светло-зеленых песчанистых известняков. В аналогичных отложениях на правом борту р. Джан-Каинды (правый приток р. Западный Пшарт) Е.А. Успенской в

1968 г. найдена (определение Г.Г. Мартинсона) *Pseudocardinia elongata* (Tschern.) На юрских породах с размывом, но без заметного несогласия залегают зеленовато-серые и серовато-сиреневые, слегка давленные разногалечные конгломераты (100–130 м), сцементированные полимиктовым известковистым песчаником. Конгломераты содержат гальку подстилающих пород, кварца, кварцитов, глинистых и кремнистых сланцев и прослой (0,2–0,8 м) светло-серых грубозернистых полимиктовых песчаников с карбонатным цементом. Они сменяются серыми слегка загипсованными полимиктовыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом (15 м), которые переходят в сиреневые песчанистые глинисто-карбонатные сланцы видимой мощностью 120–140 м. С образованиями саткинской свиты эти отложения сближает присутствие пачки характерных сиреневых сланцев в верхах разреза. О том, что данные отложения моложе юрских, говорит их трансгрессивное залегание на последних. Основная масса пород саткинской свиты представлена ритмичным переслаиванием сиреневых с розовым и буроватым оттенками олигомиктовых песчаников с красноватыми и светло-сиреневыми алевролитами. Для них характерен в разной степени ожелезненный карбонатный цемент. Есть редкие маломощные прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхней трети отложений этой свиты появляются прослой светло-зеленых известково-глинистых сланцев и конгломератов с давленной галькой разнообразных известняков и песчано-карбонатным хлоритизированным цементом . . . . . Видимая 100–200

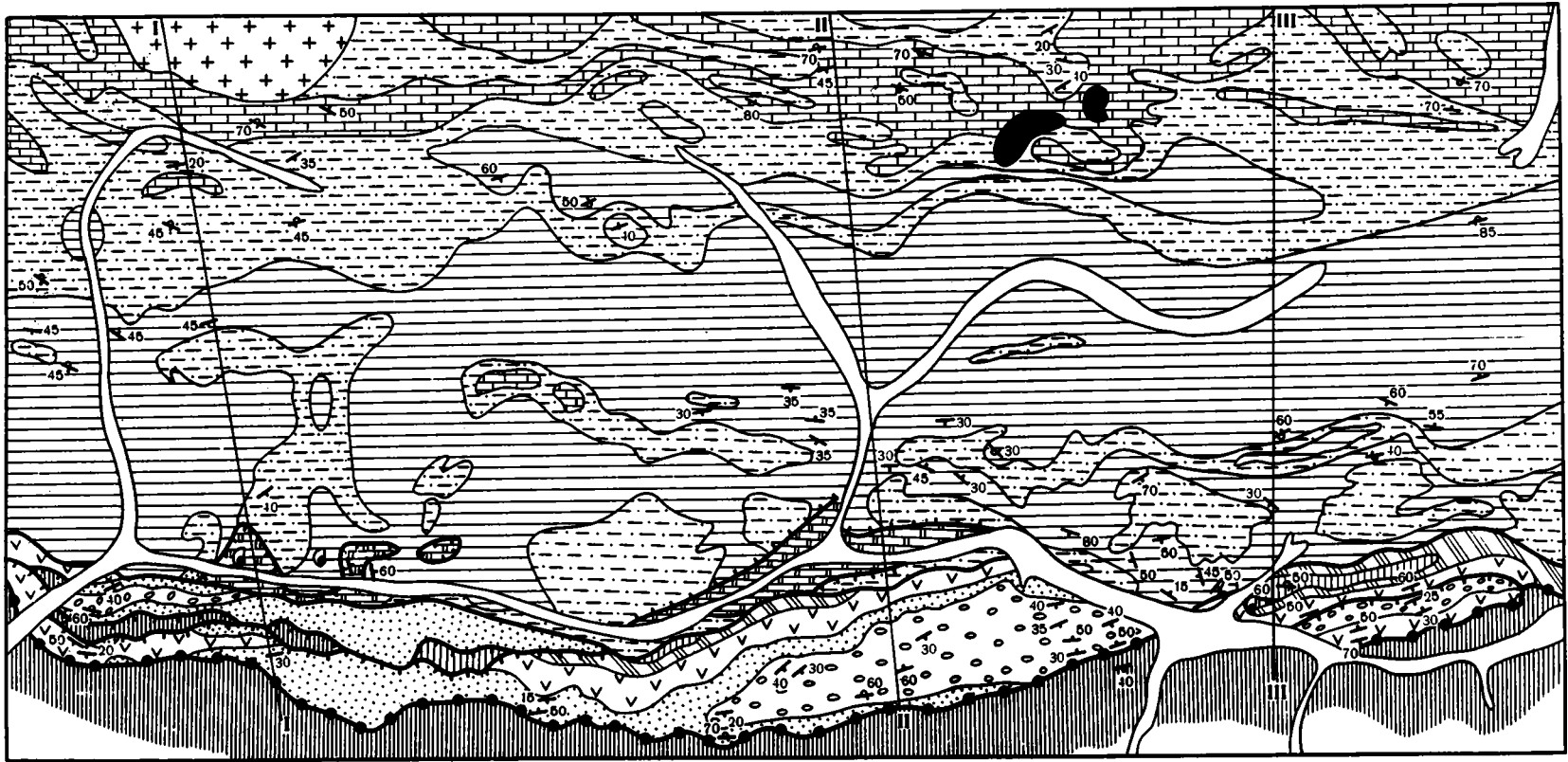
2. Аксайская свита (хампанский и маастрихтский ярусы). На левом борту р.Малджуран (см. рис. 27,28) в его нижнем течении, в устье р.Текелик-Кызыл и на северном борту долины р.Восточный Пшарт между его притоками Моло-Кара-Джилга и Аксай залегают на подстилающих отложениях согласно.

а) Свита состоит из сложного чередования и взаимного замещения белых, светло-серых, розоватых и светло-сиреневых известняков, часто детритусовых, а также зеленовато-серых и светло-сиреневых мелкозернистых и алевритистых песчаников с карбонатным и железисто-карбонатным цементом, оливковых и зеленовато-серых мергелей, зеленоватых песчаников, известняков и известково-глинистых сланцев.

В известняках по р.Малджуран содержатся рудисты, определенные Н.Н. Бобковой как *Biradiolites* sp. ind., *Biradiolites* ex gr. *boldjuanensis* Bobk. В полосчатых известняках этой же свиты в основании склона левого борта р.Аксай, левого притока р.Восточный Пшарт (см. рис. 27,29), кроме того, найден *Biradiolites lameracensis* Toucas. Присутствие этих рудистов, по мнению Н.Н. Бобковой, скорее всего, указывает на верхнесенонский возраст вмещающих отложений. Кроме перечисленных из сборов на р.Малджуран А.Я. Фроленковой определены *Orbignya vlasovi* Bobk., *Durania* sp., а из района перевала Актас – *Biradiolites boldjuanensis* Bobk. (Крейденов и др., 1970) . . . . . 30–70\*

б) Верхняя часть отложений аксайской свиты часто сложена переслаиванием окрашенных в зеленовато-серые тона алевролитов, песчаников, мергелей и песчанистых известняков. Мощность этой пачки меняется от 3 до 30 м. В целом известняки преобладают в отложениях, распространенных к востоку от р.Малджуран.

\* Мощность разрезов, в которых преобладают известняки, не превышает 30–40 м. Когда же известняки, распадаясь на линзы, замещаются мергелями, то мощность таких мергельно-песчаниковых пачек увеличивается до 60–70 м.



- |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|

Отложения трех следующих свит образуют основную массу пестроцветных образований, распространенных к югу от Малджуранского надвига.

Мощность, м

3. Малджуранская свита (палеоцен – эоцен). Залегает без углового несогласия на верхнемеловых породах.
- а) Начинаются они чередованием серых, реже красновато-бурых полимиктовых алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Конгломераты преобладают в верхней части данной пачки. Их гальки в основном состоят из углистых и кремнистых сланцев, сливных кварцитовидных песчаников и кремней. Реже встречаются гальки темно-фиолетовых и серых сильно разложившихся диабазов. Для этих конгломератов характерно отсутствие гальки известняков и наличие валунов и глыб светло-серых и зеленоватых крупно- и среднезернистых мусковитовых и розоватых среднезернистых двуслюдяных гранитов, podobных тем, которые встречаются южнее, на водоразделе и южном склоне Пшартского хребта. В нижней половине песчано-конгломератовой пачки иногда встречаются прослои темно-серых песчаных известняков . . .150 (на востоке) – 300 (на западе)
- б) Выше залегают сильно измененные и карбонатизированные эффузивы зеленовато-серого, сиреневого и фиолетового цвета с массивной или миндалекаменной текстурой. По реликтам первичных минералов и характеру структуры среди них можно выделить пироксен-плагиоклазовые и роговообманковые андезиты и андезиты-базальты. Кроме лав в этой пачке на западе (устье Западного Пшарта, см. рис. 27, 26) и на востоке (р.Малджуран) в значительном количестве присутствуют туфобрекчии, туфопесчаники и туфоконгломераты . . . . . Максимальная около 200
- в) Выше эффузивов местами снова появляются конгломераты с валунами гранитов, аналогичные тем, которые лежат в основании свиты. Однако в них заключены прослои карбонатизированных туфобрекчий. Вообще обломочные породы в этой свите характеризуются высоким содержанием карбоната в цементе . . . . . До 40
4. Текеликская свита (палеоцен – эоцен). Согласно сменяет малджуранскую. Для этой свиты примечательно присутствие пестроцветных карбонатных пород. В наиболее полном разрезе по левому притоку р.Западный Пшарт – р.Текелик-Кызыл она четко делится на три пачки, отличающиеся друг от друга главным образом характером окраски и содержанием карбонатного материала.
- а) В нижней пачке преобладают красновато-бурые полимиктовые песчаники с редкими маломощными (до 2 м) прослоями бурых песчаников и известковистых алевролитов, оливковых песчаных известняков и мергелей. К западу известняки и мергели исчезают и появляются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов . . . . . 50–80

Рис. 35. Геологическая карта бассейна реки Западный Пшарт  
 1 – известняки (C<sub>3</sub>-T<sub>2</sub>); 2 – песчаники и сланцы (T<sub>3</sub>); 3 – песчаники, конгломераты, туфосланцы, известняки (J<sub>1-2</sub>); 4 – известняки (J<sub>2-3</sub>); 5 – саткинская свита (C<sub>Г1</sub>-C<sub>Г2st2</sub>); 6 – аксайская свита (C<sub>Г2sn2</sub>); 7 – малджуранская свита (P<sub>Г1-2md</sub>); 8 – текеликская свита (P<sub>Г1-2tk</sub>); 9 – джарджилгинская свита (P<sub>Г3-N<sub>1</sub>dd</sub>); 10 – гранитоиды; 11 – рушанско-пшартский комплекс (Pz-Mz); 12 – Рушанско-Пшартский надвиг; 13 – Малджуранский надвиг; 14 – прочие разрывы; 15 – интрузии основного состава; 16 – места сбора фауны; 17 – элементы залегания

б) Средняя (пестроцветная) пачка характеризуется ритмичным чередованием красноватых мелкозернистых карбонатизированных полимиктовых песчаников и алевролитов с желтыми и зеленоватыми песчанистыми мергелями и буровато-серыми известковистыми песчаниками. Мощность отдельных прослоев составляет 3–5 м. Она лучше обнажена на левом берегу р. Западный Пшарт, между устьями его притоков – рек Текелик–Кызыл и Апак . . . . .

50–70

в) Верхняя пачка текеликской свиты сложена красноватыми полимиктовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями ярко-зеленых и оливковых плитчатых мергелей. Западнее и восточнее р. Текелик–Кызыл состав пород становится более грубым, мергели исчезают, а в верхней части разреза текеликской свиты появляются крупнозернистые песчаники местами с прослоями гравелитов . . . . .

150

5. Джарджилгинская свита (олигоцен – миоцен). Перекрывает подстилающие отложения с размывом, но без заметного углового несогласия и представлена красноватыми разногалечными конгломератами с ожелезненным и карбонатизированным туфогенным песчаником в цементе, который содержит большое количество обломков эффузивов (андезитов). В отличие от подстилающих отложений в конгломератах джарджилгинской свиты в большом количестве содержатся гальки разнообразных известняков, в том числе с обломками крупных пелелипод и верхнемеловых рудистов из семейства *Radiolitidae* (определение Н.Н. Бобковой). Встречаются также гальки разложившихся и карбонатизированных эффузивов андезитового состава и редкие валуны белых крупнозернистых двуслодяных гранитов. Конгломераты содержат прослой (по 1,0–1,5 м) красных карбонатизированных туфоалевролитов и песчаников, аналогичных тем, которые образуют цемент в конгломератах. Песчаники вверх по разрезу и к востоку от р. Текелик–Кызыл вытесняют конгломераты, так что восточнее р. Кызыл–Истык последние сохраняются только в виде прослоев. Среди песчаников и конгломератов нижней части свиты встречаются линзы мощностью по 50–70 м и в несколько сотен метров длиной, сложенные вулканогенными породами: сильно измененными фиолетовыми миндалекаменными муджиритами (олигоглазовыми базальтами), туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, агломератами. В эффузивах встречаются разложившиеся вкрапленники оливина. К востоку количество вулканогенных пород нижней половины джарджилгинской свиты заметно увеличивается. Из пород, соответствующих отложениям данной свиты в районе р. Малджуран, А.М. Давыдченко выделила пыльцу *Juniperus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Grammineae*, *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Labiatae*, *Umbelliferae* и др., характерную, по ее мнению, для верхнеолигоценовых и неогеновых свит Таджикской депрессии (Крейденков, Распопин, 1969). Видимая мощность отложений этой свиты составляет . . . . .

400–600

Отложения всех свит встречаются вместе до р. Салы–Мулла в верховьях р. Восточный Пшарт. Далее к востоку распространены только отложения джарджилгинской свиты, чрезвычайно сложно дислоцированные, что хорошо видно вдоль правого борта р. Южный Акбайтал (рис. 36) к северу от устья р. Восточный Пшарт. Здесь, к северу от основной линии Рушанско–Пшартского надвига, располагается тектонический клин юрских рассланцованных известковистых алевролитов, песчаников, мергелей и песчанистых известняков, в

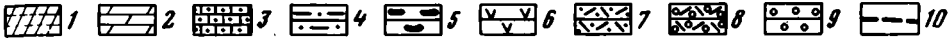
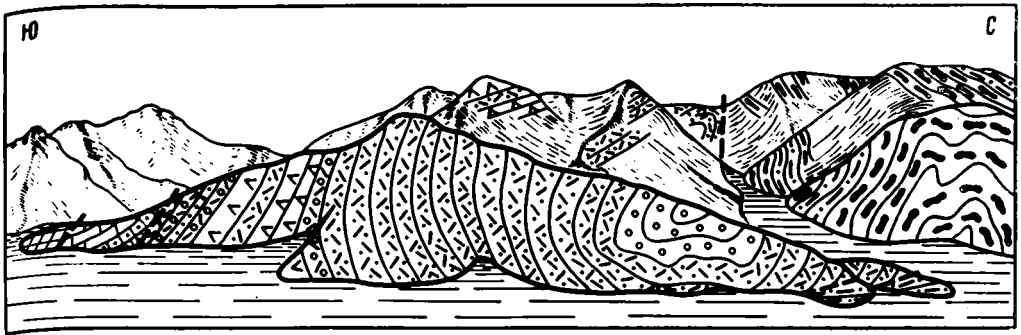


Рис. 36. Строение Караташской синклинали на правом борту долины р. Южный Акбайтал. Рисунок по фотографии

1 - руанско-пшартский комплекс; 2 - мергели ( $J_{1-2}$ ); 3 - песчаные известняки ( $J_{1-2}$ ); 4 - сланцы ( $J_{1-2}$ ); 5 - конгломераты ( $J_{1-2}$ ); 6 - базальтоиды ( $P_{g3-N_1}$ ); 7 - туфопесчаники ( $P_{g3-N_1}$ ); 8 - туфоконгломераты ( $P_{g3-N_1}$ ); 9 - конгломераты ( $P_{g3-N_1}$ ); 10 - разрывы

которых западнее, на водоразделе рек Аксай и Салы-Мулла, есть горизонты зеленокаменноизмененных диабазовых порфиритов. Они падают на юг под углом  $40^\circ$  и ограничены с севера взбросом, также падающим на юг под углом  $50^\circ$ . Близ взброса эти породы "задираются", образуя замок антиклинали. Еще севернее, на скалистом гребне с отметкой 4763,5 м обнажаются отложения джарджилгинской свиты, которые стратиграфически снизу вверх по разрезу имеют следующее строение (см. рис. 27, 31).

Мошность, м

1. Ее отложения начинаются сиреневыми карбонатизированными туфопесчаниками с прослоями гравелитов . . . . . Видимая примерно 25
2. Выше них залегают фиолетовые туфоконгломераты, плохо сортированные до валунных, в которых помимо обломков базальтоидных пород встречаются гальки кварца, кварцитов, кремнистых и углисто-глинистых сланцев, белых, розоватых и мяскокрасных мраморов . . . . . 50
3. На конгломераты налегают красновато-коричневые кварц-туфогенные песчаники с железисто-кремнисто-карбонатным цементом . . . . . 10
4. Затем снова следуют конгломераты, аналогичные слою "2" . . . . . От 5 до 20
5. Над конгломератами появляются фиолетовые муджириты, зеленоватые и серовато-фиолетовые долериты, коричневые и сиреневые гиалобазальты . . . . . До 40
6. Прослой красных туфов и туфопесчаников . . . . . 15-20
7. Опять эффузивы, аналогичные слою "5" , , , . . . . . 50-60
8. Они перекрываются красными и фиолетовыми туфоконгломератами, по составу аналогичными слою "2", цементированными ожелезненными, карбонатизированными и окремнелыми туфами. Туфоконгломераты содержат редкие прослой (по 1-2 м) красных туфопесчаников . . . . . 30
9. Выше следует чередование пачек рыхлых красных и более плотных сиреневых туфопесчаников. Мошность отдельных пачек от 0,4-0,5 до 2-3 м. В основании и самых верхах конгломератов имеются линзы гравелитов и среднегалечных конгломератов с гальками кварца, кварцитов, сланцев и известняков . . . . . 200-250

10. Венчают разрез светлосириеневые разногальчатые конгломераты с большим количеством гальки разнообразных известняков, в том числе рудистовых, цементированных полимиктовым песчаником с кремнистым пятнисто-карбонатизированным цементом. Конгломераты включают прослой (по 0,5–1,5 м) известняковых гравелитов с кремнисто-карбонатным дополнительно кальцитизированным цементом и полимиктовых песчаников с карбонатным цементом. Количество гравелитов и песчаников увеличивается вверх по разрезу. Из гальки конгломератов, собранной на восточном продолжении данной пачки, обнажающейся на западном склоне горы Кара-Таш-Утек на левом борту р. Южный Акбайтал, Н.Н. Бобковой определен обломок *Biradiolites* sp. . . . . Видимая 120–140

Породы джарджилгинской свиты на правом борту р. Южный Акбайтал смяты в запрокинутую к северу синклиналь (см. рис. 36). Поэтому падение слагающих ее пород в висячем крыле меняется от запрокинутого на ЮЮЗ  $190^{\circ} \angle 50^{\circ}$  в зоне Рушанско-Пшартского надвига до нормального на ССВ  $15^{\circ} \angle 50^{\circ}$  и снова запрокинутого в ядерной части, в то время как трещины кливажа, пересекающие толщу по всему разрезу, падают только на ЮЮЗ  $\angle 60^{\circ}$ . Лежачее крыло складки, сложенное песчаниками слоя "9", смято дисгармонично по отношению к перекрывающим конгломератам и падает в южных румбах с углами от  $15^{\circ}$  до  $50^{\circ}$ . Породы в лежачем крыле рассланцованы и интенсивно карбонатизированы.

С севера от синклинали проходит разлом, наклоненный в южных румбах под углами от  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$  на водораздельном гребне до  $15^{\circ}$ – $20^{\circ}$  на уровне долины р. Южный Акбайтал. За ним обнажаются юрские породы, сходные по составу с джарджилгинскими, но отличающиеся более светлой окраской, которая вызвана рассланцеванием, карбонатизацией и метаморфизмом, наложенными на эти образования. Вместе с тем в них среди гальки конгломератов встречаются в большом количестве обломки филлитов и слюдяных сланцев, но отсутствуют рудистовые известняки. Кроме того, здесь появляются горизонты зеленокаменноизменных диабазовых порфиритов, которые имеются, например, на восточном склоне горы Кичик-Чечекты в ядре антиклинали среди светло-серых метаморфизованных песчаников. Эти же эффузивы еще шире представлены на северном склоне данной горы.

Отложения текеликской и малджуранской свит, подстилающие породы джарджилгинской свиты, отнесены к палеоцен-эоцену на основании их положения в разрезе и некоторому сходству с мощной толщей этого возраста, распространенной в нижнем течении р. Бартаг. Действительно, они лежат на верхнемеловых образованиях и перекрываются с размывом джарджилгинскими породами с верхнеолигоценовыми-миоценовыми спорами и пылью. Сходство с бартагской толщей, в частности, заключается в том, что в малджуранской свите имеются горизонты альбитизированных андезитов с вкрапленниками плагиоклаза, сходных с альбитофирами, широко представленными в низовьях р. Бартаг. Подобные породы полностью отсутствуют в джарджилгинской свите, в том числе в красноцветах долины р. Южный Акбайтал, где есть только базальтоиды, содержащие в разных количествах включения оливина, которого нет в породах Бартага. Кроме того, в текеликской свите заключены пачки мергелей и известковистых песчаников, также встречающиеся в верхней половине бартагской толщи.

Складчатые структуры, которые образуют пестроцветные породы, развитые между Рушанско-Пшартским и Малджуранским надвигами, имеют сложное строение и часто разбиты разрывными нарушениями (рис. 37). Наиболее крупной и простой среди них является Апакская синклиналь. Она протягивается по левому борту р. Западный Пшарт больше чем на 10 км от р. Текелик-Кызыл на западе по р. Кызыл-Истык на востоке (см. рис. 35). Эта синклиналь представляет собой запрокинутую на север – северо-запад складку.

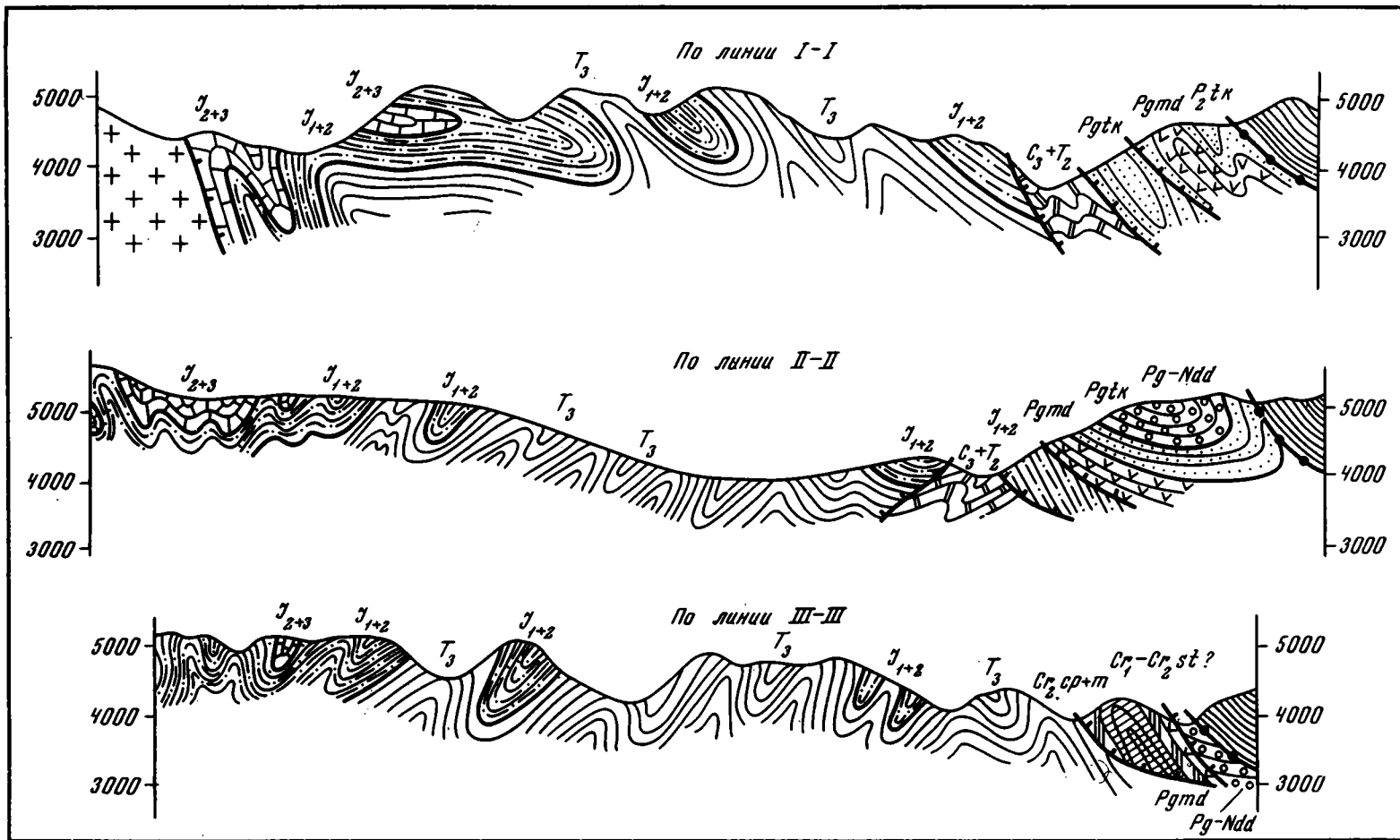


Рис. 37. Геологические профили к рис. 35



К востоку от устья р. Малджуран сохранилась только южная половина Апакской синклинали, которая надвинута на север по разрыву, падающему к югу под углами 30–40°. Западнее данный разрыв совпадает с линией Малджуранского надвига и протягивается, таким образом, до устья р. Текелик–Кызыл, так что здесь структуры Апакской синклинали соприкасаются непосредственно со складками в триасово-юрских породах. К западу от устья р. Текелик–Кызыл этот разрыв, также представляющий собой пологий (20–25°) надвиг, проходит снова внутри молодых пестроцветных отложений.

К северу от рассматриваемого разрыва расположены Онойгхошская синклиналь на западе и Кызылкырская антиклиналь на востоке.

Онойгхошская синклиналь опрокинута на север, крылья ее сложены в основном породами текеликской свиты, а ядро – джарджилгинскими конгломератами (см. рис. 37, I–I).

Кызылкырская антиклиналь, как и предыдущие структуры, опрокинута на север (см. рис. 37, III–III). Крылья ее имеют южное падение с углами 40–60°. Замок виден в районе горы Кызыл–Кыр, а периклиналь – в устье р. Малджуран. Ядро этой складки сложено мелвыми породами, а крылья – эффузивно-конгломератовыми образованиями малджуранской свиты.

Таким образом, в целом структура молодых пестроцветных отложений Западного Пшарта представляет собой систему опрокинутых на север складок, нарушенных внутриформационными срывами и надвигами. С юга и севера эти отложения ограничены региональными надвигами – Рушанско-Пшартским и Малджуранским, – плоскости которых также падают на юг.

В верховьях р. Западный Пшарт происходит тектоническое выклинивание Апакской синклинали и под полого падающей на юг плоскостью Рушанско-Пшартского надвига оказываются меловые породы Кызылкырской антиклинали. Восточнее, на левом борту верховьев р. Восточный Пшарт, между устьями его притоков Моло-Кара-Джилга и Аксай, к югу от Малджуранского надвига находится осложненное мелкими складками продолжение этой антиклинали.

На водоразделе рек Аксай и Салы-Мулла, в районе высоты 4465 м (рис. 38), от Кызылкырской антиклинали сохранился только фрагмент, представляющий собой опрокинутую к северу складку, тектонически налегающую на карбонатно-терригенно-вулканогенные юрские отложения чечеттинской свиты. Выше них, на южном склоне данной высоты, в покрове лежат известняковые с обломками эффузивов конгломераты джарджилгинской свиты, образующие пологую синклиналь. Еще южнее находятся породы малджуранской и текеликской свит, надвинутые прямо на юрские отложения. Эти породы, обладая обратными падениями, вероятно, представляют фрагмент южного крыла Апакской синклинали.

К северу от описанной структуры, на водоразделе составляющих р. Аксай и на водоразделе между реками Салы-Мулла и Зор-Ярчи-Чақ, также имеются останцы покрова (см. рис. 27, 24; 38).

Далее к востоку и к северу от очень пологого здесь Рушанско-Пшартского надвига, по южному склону гор Карат-Таш, сохранились только образования джарджилгинской свиты, образующие уже упоминавшуюся запрокинутую к северу синклиналь, которая хорошо видна на правом борту р. Южный Акбайтал.

К востоку от долины р. Южный Акбайтал структура снова осложняется из-за сближения Рушанско-Пшартского и Малджуранского надвигов (рис. 39). Поэтому на южном склоне горы Кара-Таш-Утек сохранилось только южное крыло Караташской синклинали, в котором к тому же заметно уменьшилась мощность наэффузивной части разреза джарджилгинской свиты (см. рис. 27, 32).

Восточнее массива горы Кара-Таш-Утек породы рушанско-пшартского комплекса непосредственно налегают на мезозойские и палеозойские образования Центрального Памира. Только на горе Буче снова появляется тектоническая чешуя палеогеновых отложений (см. рис. 27, 33). Она сложена смятыми в

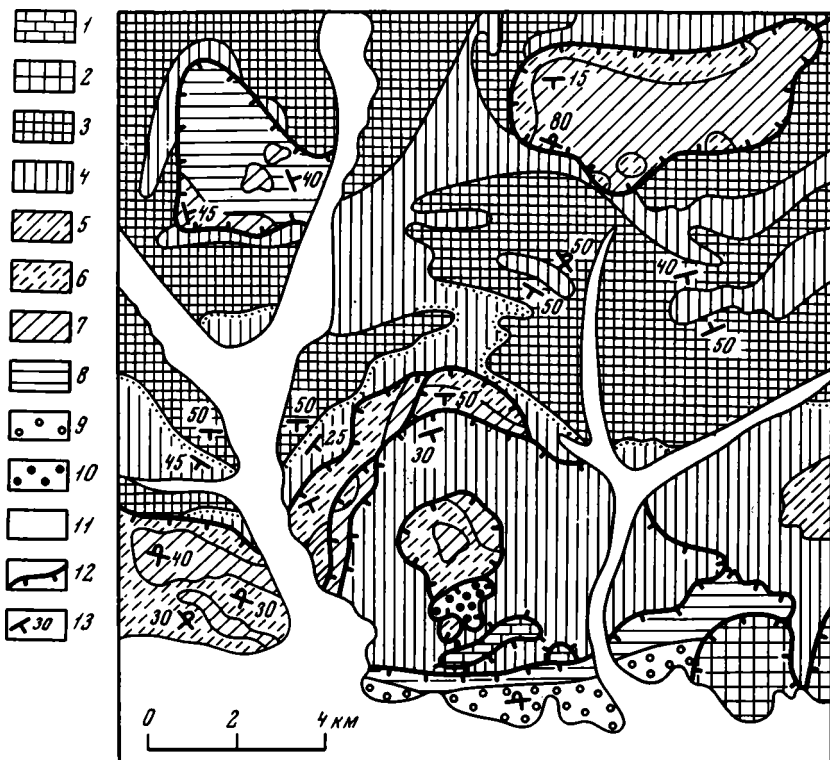


Рис. 38. Геологическая карта водораздела рек Аксай и Саллы-Мулла

1 - известняки ( $Сп_1$ ); 2 - рушанско-пшартский комплекс ( $Pz-Mz$ ); 3 - песчаники, сланцы, конгломераты ( $T_3$ ); 4 - огипсованные песчаники, конгломераты, мергели, известняки ( $J_{1-2}$ ); 5 - нижний мел; 6 - нижний мел - сantonский ярус; 7 - верхнесенонский надъярус; 8 - малджуранская свита ( $Pg_{1-2m}$ ); 9 - текелинская свита ( $Pg_{1-2tk}$ ); 10 - джарджилгинская свита ( $Pg_3-N_{1dd}$ ); 11 - четвертичные отложения; 12 - разрывы; 13 - элементы залегания

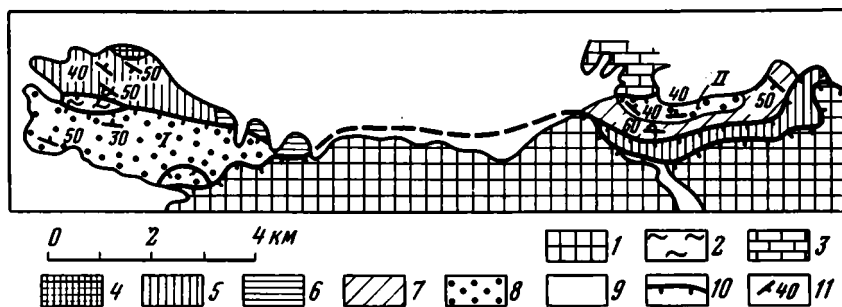


Рис. 39. Геологическая карта водораздельного гребня между р. Аксай и ур. Джамбай

1 - рушанско-пшартский комплекс ( $Pz-Mz$ ); 2 - черные сланцы ( $O_{2-3}$ ); 3 - известняки ( $D_{1-2}$ ); 4 - сланцы и песчаники ( $T_3$ ); 5 - песчаники, туфы, эффузивы, мергели, известняки ( $J_{1-2}$ ); 6 - известняки ( $J_{2-3}$ ); 7 - малджуранская свита ( $Pg_{1-2md}$ ); 8 - джарджилгинская свита ( $Pg_3-N_{1dd}$ ); 9 - четвертичные отложения; 10 - разрывы; 11 - элементы залегания

I - Караташская синклиналь; II - Бугучинская синклиналь

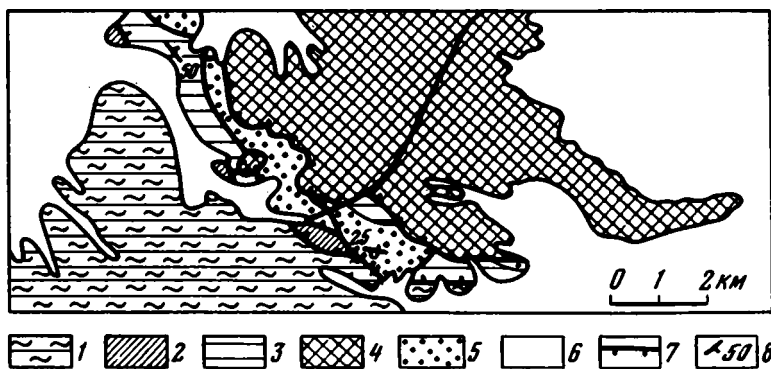


Рис. 40. Геологическая карта северного склона Музкольского хребта  
 1 - музкольский метаморфический комплекс (Pz-Mz); 2 - маастрихтский ярус (Cr<sub>2m</sub>); 3 - малджуранская свита (Pg<sub>1-2md</sub>); 4 - "эффузивно-конгломератовая" и "песчаниковая" свиты зорташского типа разреза (Pg<sub>2</sub>); 5 - джарджилгинская свита (Pg<sub>2</sub>N<sub>1</sub>); 6 - четвертичные отложения; 7 - разрывы; 8 - элементы залегания

запрокинутую к северу синклиналь эффузивно-конгломератовыми образованиями малджуранской свиты, видимой мощностью до 130 м. В ядре складки залегают вулканомиктовые буровато-красные песчаники с железисто-карбонатным цементом, которые содержат обломки подстилающих эффузивов, а также прослои и линзы (по 1,5-2,0 м) серых и розовато-серых конгломератов с обильной галькой и глыбами (по 1,5-2,0 м) разнообразных известняков, в том числе рудистовых. Судя по составу, это - отложения джарджилгинской свиты. Таким образом, здесь из разреза выпадают породы текеликской песчано-мергельной свиты.

Точно так же, как и в долине Восточного Пшарта, между палеогеновыми отложениями Бугучинской синклинали и образованиями рушанско-пшартского комплекса располагается тектонический клин юрских песчаников и мергелей. Все эти породы в зоне Рушанско-Пшартского надвига круто (60-70°) падают на юг. Лишь на северном склоне горы Буче падения в палеогеновых породах меняются на северные под углом 40°.

Восточнее, в урочище Калак-Таш, меловые и палеогеновые отложения пшартского типа, подхода к северному окончанию восточнопамирских сдвигов, тектонически выклиниваются.

К западу от бассейна Пшартов эти породы протягиваются до Сарезского озера, где исчезают под плоскостью Рушанско-Пшартского надвига, вновь появляясь только на западном берегу Ирхтского залива этого озера, и опять быстро выклиниваются к западу от него.

Последняя тектоническая пластина, сложенная породами текеликской и джарджилгинской свит, находится в долине р. Бартанг, примерно между устьями рек Бардара и Чадегив (см. рис. 27, 36).

Меловые и палеогеновые образования, аналогичные по составу тем, которые обнажаются в бассейнах Пшартов, имеются на южной окраине области развития акбайтальских покровов по северному склону Музкольского хребта между устьями рек Сассык-Су и Белеули, впадающих в р. Южный Акбайтал. Наиболее четко их структурные соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями видны на водоразделе между нижним течением рек Джалан и Горумды (рис. 40; см. рис. 27, 35). Здесь на метаморфические породы музкольского комплекса налегает система тектонических пластин. Нижняя сложена породами аксайской и малджуранской свит, падающими в северо-восточных румбах. Следующая пластина образована песчаниками и конгломератами середины и верхов джарджилгинской свиты, смятыми в неполную синклиналь. На них либо непосредственно на нижней пластине находятся слагающие опро-

кинутую синклиналь породы малджуранской и низов джарджилгинской свит. Перекрывающие эти образования по надвигу зорташские отложения "эффузивно-конгломератовой" и "песчанниковой" свит на правом борту р.Джалан налегают на среднюю пластину, а на водоразделе его с р.Горумды и на левом борту последней - на верхнюю. В карбонатном цементе конгломератов первой свиты Р.М. Давидзон обнаружил фораминиферы семейства *Miliolidae*: *Miliolina*, *Idalina*, *Spiroloculina*, из которых *Idalina* жила в промежутке от верхнего мела до эоцена.

Тектонические пластины отложений пшартского типа, встречающиеся в зоне акбайтальских покровов, находятся примерно в 18-20 км к северу от останцов покровов, состоящих из пород этого же типа, приуроченных к водоразделу Музкольского хребта между реками Салы-Мулла и Зор-Ярчи-Чак и его южному склону на гребне между составляющими р.Аксай. Поэтому весьма вероятно, что здесь данные отложения раньше тектонически перекрывали все пространство между Малджуранским надвигом и южной границей акбайтальских чешуй.

Следовательно, пшартский тип разреза приурочен главным образом к зоне Рушанско-Пшартского надвига - южной границе Центрального Памира, где входящие в него породы участвуют в строении структур, возникших, очевидно, под воздействием направленного с юга на север давления. По этой же причине, вероятно, в небольшом количестве отложения данного типа появляются в районе акбайтальских покровов. С другой стороны, они, по крайней мере частично, были распространены там, где встречаются породы юрского калакташского фациального комплекса, так как иногда перекрывают их с размывом, но без существенного углового несогласия (гора Кара-Таш).

Основная масса нижнемеловых (?) - докампанских пород саткинской свиты представлена ритмичным переслаиванием красноцветных песчаников и алевролитов (200 м) с прослоями конгломератов в верхах разреза. Верхненесенонские отложения аксайской свиты постепенно сменяют предыдущие и состоят из сложного чередования и взаимного замещения светлых известняков с пестроокрашенными мергелями, алевролитами, песчаниками (30-100 м); известняки преобладают на востоке. Палеоцен-эоценовые образования с размывом, но без углового несогласия залегают на верхненесенонских породах и делятся на две свиты: нижнюю - малджуранскую эффузивно-конгломератовую пестроцветную (450-600 м) с горизонтами разложенных андезитов и андезито-базальтов и верхнюю - текеликскую песчано-мергельную пестроцветную (250-300 м). Залегающие с размывом олигоцен-миоценовые отложения джарджилгинской свиты начинаются красноцветной эффузивно-песчано-конгломератовой пачкой (250-400 м) с пластами лав оливинсодержащих базальтоидов, которая сменяется туфопесчаниками и песчаниками груборитмичного строения (200-250 м), а выше них снова появляются сиреневые конгломераты (>130 м) (см. рис. 26).

### Даржомчский тип разреза

Отложения даржомчского типа встречаются в долине р.Бартанг на южном склоне Язгулемского и северном склоне Рушанского хребтов (см. рис. 27).

Взаимоотношения даржомчских отложений с подстилающими породами и меловыми и палеогеновыми образованиями других типов четко видны на левом борту р. Чагедив, по левому борту расположенного к западу от последней сая Штрушдиль и в нижнем течении р.Биджаф-Дара (рис. 41).

На левом водораздельном гребне р. Чагедив, в 1 км к юго-юго-западу от высоты 3573 м, разрез отложений даржомчского типа имеет следующее строение (см. рис. 27, 37).

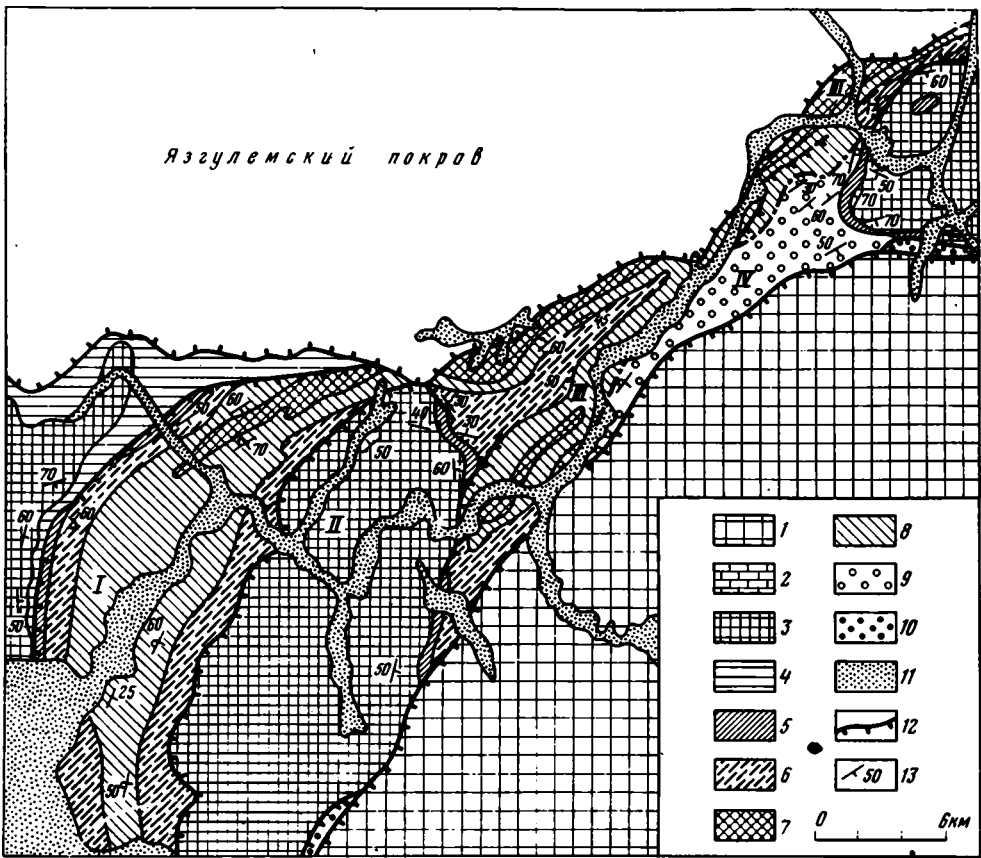


Рис. 41. Геологическая карта бассейна нижнего течения р.Бартанг

1 - рушанско-пшартский комплекс (Pz-Mz); 2 - известняки (D<sub>3</sub>); 3 - песчаники и сланцы (T<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>); 4 - известняки (J<sub>1-2</sub>); 5 - маастрихтский ярус (Cr<sub>2m</sub>); 6 - баджударинская свита (Pg<sub>1-2</sub><sup>bd</sup>); 7 - шуджанская свита (Pg<sub>2</sub><sup>š</sup>); 8 - "разучская" свита (Pg<sub>2r</sub>); 9 - палеоцен-эоценовые отложения даржомчского типа разреза (Pg<sub>1-2</sub>); 10 - джарджилгинская свита (Pg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>dd</sup>); 11 - четвертичные отложения; 12 - разрывы; 13 - элементы залегания. I - Бухтуртская синклинали; II - Падрудская антиклиналь; III - Даштская синклинали; IV - Даржомчская антиклиналь

Мощность, м

### 1. Маастрихтский ярус.

а) На верхнетриасовых - среднеюрских песчаниках и сланцах, падающих на юго-восток 150° под углом 70°, лежат розовато-бурые давленые конгломераты с песчано-карбонатным цементом, наклоненные на юго-запад 200° под углом 60°. В них преобладает галька известняков, кроме которых имеются мелкие обломки кремнистых, слюдисто-кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов. В конгломератах - прослой (по 0,2-0,5 м) темно-сиреневых доломитизированных песчаных мергелей, светло-сиреневых полимиктовых песчаников с железисто-мергелистым цементом, красновато-сиреневых песчаных известняков . . . . .

5-10

б) Конгломераты сменяются известняками, розовато-бурыми песчанстыми и желтовато-серыми мергелистыми (преобладают в основании), а также - серыми и желтовато-серыми афанитовыми и рудистовыми. По всей пачке распределены остат-

ки рудистов; среди которых А.Я. Фроленковой определены <i>Bi-radiolites boldjuanensis</i> Bobk и <i>Apricardia</i> sp. ind. . . . . .	50-70
2. Палеоцен – эоцен (?). На размытую поверхность известняков без углового несогласия налегают:	
а) сиреневые туфопесчаники с прослоями (1-2 м) карбонатизированных туфоконгломератов . . . . .	60-80
б) фиолетовые крупногалечные туфоконгломераты, слагающие скалистый гребень. В них наряду с обломками эффузивов, заключенных в туфовом и туфопесчаниковом карбонатизированном цементе, встречаются гальки черных сливных песчаников, белого кварца и сероватых кремнистых известняков, причем количество галек известняков увеличивается вверх по разрезу. В конгломератах встречаются горизонты (до 3 м) зеленых альбитизированных андезит-базальтов . . . . .	Видимая свыше 150

С юго-востока на конгломераты надвинуты пшартские отложения джарджилгинской свиты.

К западу мощность палеогенового разреза, особенно его конгломератовой части, увеличивается до нескольких сотен метров. В нижнем течении р. Даржомч, на ее правом борту в верхней половине конгломератовой пачки В.И. Дроновым (1963а) в известняковой гальке был найден обломок нижней створки рудиста из семейства Radiolitidae (см. рис. 27, 39).

В северо-восточном направлении и вверх по разрезу отложения даржомчского типа, особенно в нижней туфопесчаниковой его части, быстро фашиально замещаются породами бартангского типа с одновременным увеличением мощности. Как и на Пшартах, палеогеновые отложения даржомчского типа в районе селений Даржомч, Ровив и Сипондж и в бассейне рек Штрущидиль и Хашвор содержат гальки катаклазированных порфиробластических гранодиоритов с заметной гнейсовидностью и редкие обломки мусковитовых альбитизированных и биотитовых порфиробластических гранитов. В.И. Дронов (1963а) указывает, что максимальное количество этой гальки встречается близ с. Сипондж в верхней трети толщи.

Отложения мела и палеогена в районе с. Аджирх располагаются на периклинали крупной антиклинальной структуры в нижнемезозойских породах, которая погружается на юго-запад (см. рис. 41). В устье сая Штрущидиль имеется резкое угловое и азимутальное несогласие между ними и подстилающими породами. Это несогласие быстро уменьшается на крыльях структуры. Оно дополнительно осложняется срывами на контакте мел-палеогеновых и триасово-юрских пород, следствием чего является раздавливание конгломератов, дробление и разлинзование верхнесенонских известняков, которые из-за этого местами тектонически выклиниваются. Кроме того, известняки иногда выпадают из разреза вследствие размыва, предшествовавшего образованию палеогеновых пород (Дронов, 1963а).

На погружении указанной структуры находится осложненная дополнительными складками и срывами Даржомчская антиклиналь (Буданов, Дронов, 1964). Она образована породами палеогена (см. рис. 41, IV). Только в русле р. Даржомч обнажаются подстилающие их известняки верхнего сенона. Северное крыло складки местами опрокинута к северу и нарушено срывами, которые некоторыми исследователями принимаются за тектоническую границу между бартангским комплексом и красноцветами левобережья р. Бартанг. Однако по сая Штрущидиль и р. Даржомч отчетливо видны фациальные переходы между обоими типами отложений. А в районе с. Бисав в опрокинutom залегании над конгломератами, типичными для верхов даржомчского разреза и содержащими обломки альбитофиров, находятся те же самые измененные эффузивы, неотличимые по составу от бартангских (см. рис. 27, 40).

На южном склоне и водоразделе Язгулемского хребта в верховьях р. Вадин-Ров и в массиве Ляп-Нааар (см. рис. 27, 41) данные отложения представлены

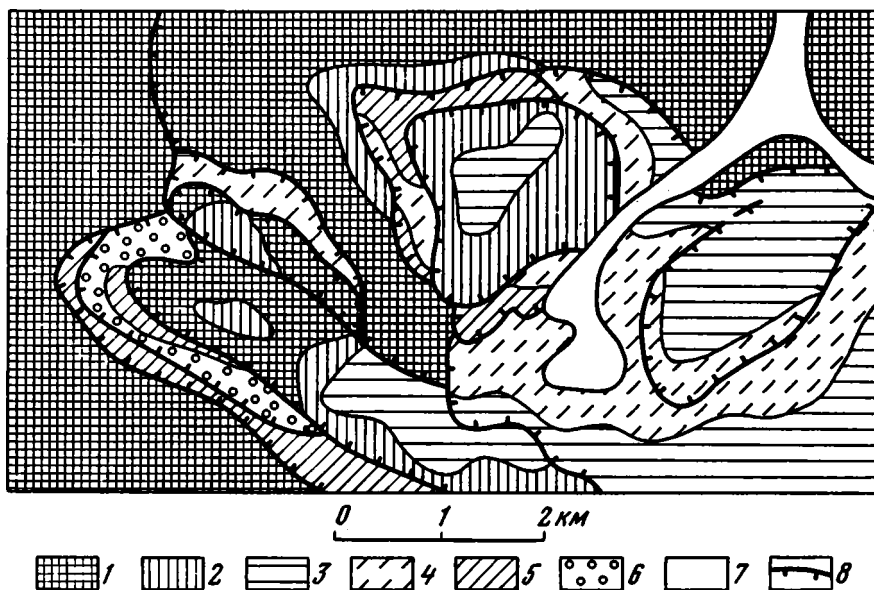


Рис. 42. Геологическая карта водораздела между реками Алават и Джаман-Джар

1 - песчаники и сланцы ( $T_3$ ); 2 - песчаники, сланцы, известняки, мергели ( $J_{1-2}$ ); 3 - известняки ( $J_{2-3}$ ); 4 - нижний мел - сангонский ярус ( $Cr_1-Cr_{2st}$ ); 5 - маастрихтский ярус ( $Cr_2m$ ); 6 - палеоцен - эоцен ( $Pg_{1-2}$ ); 7 - четвертичные отложения; 8 - разрывы

в тектонических клиньях, приуроченных к подошве выделенного Б.П. Бархатовым (1963) Бартангского надвига. Здесь они имеют близкий к описанному состав, но увеличенную до 250 м мощность верхнемеловых пород.

На востоке Язгулемского хребта на левом борту р. Танымас (см. рис. 27, 42) серия тектонических пластин, сложенных юрскими и меловыми породами, впервые была описана К.Н. Паффенгольцем и М. И. Шабалкиным (1936).

Останец тектонического покрова состоит из трех пластин (рис. 42). Под верхней пластиной, состоящей из триасовых пород, имеются еще две, сложенные верхнесенонскими известняками, которые перекрывают и подстилают конгломераты и эффузивы, при этом в первых содержатся их обломки. Данные породы смяты в лежащую опрокинутую к югу синклиналь, замок которой в конгломератах и эффузивах виден на северо-западном склоне занятой ею вершины. Всяческое крыло складки сорвано и смещено относительно лежащего, о чем говорит исчезновение из разреза пачки конгломератов и наличие тектонитов на границе эффузивов и нижней пачки известняков. Это крыло образует среднюю пластину, а нижняя состоит из верхнесенонских известняков.

Нижний тектонический контакт останца, как и верхний, падает в северо-восточных румбах под углами, не превышающими  $10-15^\circ$ , и только на юго-западе он становится круче. Этот контакт срезает подошву клиппа, благодаря чему он налегает на верхнетриасовые породы либо разными горизонтами известняков нижней пластины, либо эффузивами и конгломератами средней (северо-западный склон рассматриваемой вершины).

С северо-востока на рассмотренный останец покрова по крутому взбросу надвинуты ниже-среднеюрские породы акбайтальского фашиального комплекса.

Таким образом, породы даржомчского типа разреза, с одной стороны, с угловым несогласием лежат на юрских отложениях кударинского фашиального комплекса, а с другой - участвуют в строении покровов, слагая их нижние пластины. Находящиеся в основании разреза маастрихтские отложения начинаются базальными конгломератами с прослоями мергелей и песчанистых

известняков (10–100 м), которые сменяются известняками с прослоями красноватых известковистых песчаников (50–150 м). Палеоцен–эоценовые образования залегают на размытой поверхности меловых пород без существенно-го углового несогласия. Основание разреза сложено сиреневыми туфопесчаниками с прослоями пестроокрашенных туфоконгломератов, мергелей, известняков, лав и туфов андезито–базальтов (60–80 м), а большая его часть – красноватыми туфоконгломератами с горизонтами зеленых измененных андезито–базальтов в основании (400–600 м) (см. рис. 26).

### Бартангский тип разреза

Отложения бартангского типа приурочены к северному склону Рушанского и южному – Язгулемского хребтов (см. рис. 27).

На распространение в долинах Пянджа и Бартанга мощных вулканогенных толщ впервые внимание обратили еще Д.В.Наливкин (1916) и Г.Л.Юдин (1932). По мере изучения состава этих толщ и исходя из разной оценки внутренней структуры, соотношения с окружающими отложениями и степени сходства с другими эффузивными образованиями Памира возраст их трактовался по-разному. Бартангские толщи считали по пермо–триасовыми (Григорьев, 1958; Бархатов, 1963), то триасовыми, то дорэтскими (Юдин; 1932), то нижнеюрскими (Баранов, Глазунов, 1937), то верхнеюрскими (Клунников и др., 1936). Наконец, в начале 60-х годов в уже упоминавшихся работах была высказана точка зрения об их меловом – нижнепалеогеновом (Таджидинов, 1968) или палеогеновом, частично верхнемеловом возрасте (Дронов, 1963а). Разногласие между Х.С.Таджидиновым и В.И.Дроновым обусловлено неодинаковой оценкой возраста и разным толкованием структурного соотношения с верхнетриасовыми породами известняков, которые залегают стратиграфически ниже бартангских вулканогенных пород. В.И.Дронов (1962, 1963а) считает их верхнемеловыми, лежащими с резким угловым несогласием на подстилающих образованиях. Х.С.Таджидинов (1963, 1964) указывает на согласное залегание известняков на верхнетриасовых сланцах и согласное же перекрывание их лавами бартангского комплекса в бассейне р.Емц–Дара и в сае Псдруд. Поэтому данные известняки по аналогии с другими районами Центрального Памира, где наблюдаются такие же соотношения между сланцами и известняками, он считает средне–верхнеюрскими и соответственно понижает возраст вышележащих пород.

Таким образом, для решения вопроса о возрасте вулканогенно–терригенных отложений особое значение приобретает изучение их контакта с окружающими толщами.

Отложения бартангского типа наиболее полно представлены в долине Пянджа и в низовьях Бартанга до его правого притока р.Багу (см. рис. 41). Ниже охарактеризован их разрез, обнажающийся по Пянджу от с.Рушан (южный склон высоты 4049,6 м) на западе до урочища Бунч на востоке и далее к северо-востоку по правому борту Бартанга до с.Емц, а также по р.Бухтурч к северу от Емца (см. рис. 27, 44), с учетом данных о строении данной толщи по правобережью Пянджа в районе сел Пастхуф (см. рис. 27, 45) и Баджу Пасдив (см. рис. 27, 46). При расчленении описываемого комплекса взята, как более детальная, схема Х.С.Таджидинова (1963). Разрез рассматривается с запада на восток и стратиграфически снизу вверх.

Мощность, м

1. Батский ярус и верхнеюрский отдел (дамагатская свита). На сланцах и песчаниках с верхнетриасовой – среднеюрской флорой согласно и с постепенным переходом залегают темно–серые слоистые песчанистые рассланцованные мраморизованные известняки, содержащие прослой (0,2–0,5 м) углисто–кремнисто–карбонатных сланцев, а в верхах – линзы (по 1,5–2,0 м) белых окварцованных мраморов. Породы круто падают (60–50°) в восточных румбах . . . . . Видимая 50–70



Срыв, сопровождающийся буровой окварцованной мраморной брекчий . . . . .	До 2
<b>2. Сенонский надъярус.</b>	
а) Без углового несогласия – светло-сиреневые слюдисто-железисто-кварц-карбонатные сланцы по песчаникам . . . . .	5
б) Белые среднезернистые кварц-слюдистые мраморы . . . . .	10-15
в) Буровато-красные рассланцованные сильно карбонатизированные песчаники . . . . .	5-8
г) Светло-желтые слюдистые полосчатые мраморы . . . . .	10
д) Чередование белых полосчатых слегка огипсованных и светло-серых слюдистых мраморов . . . . .	15

Данные мраморы с горизонтами рассланцованных красных песчаников не имеют аналогов среди юрских отложений. Однако по составу и окраске они весьма близки к рассмотренным выше сенонским отложениям Пшартов, массива Ляп-Назар, левого борта р. Чадегив, от которых отличаются только более высоким метаморфизмом. Метаморфизм, вероятно, связан с залеганием известняков под мощнейшей толщей вулканогенных пород и с общим увеличением степени вторичных изменений мезозойских отложений на западе Центрального Памира. Кроме того, как и в рассмотренных районах Центрального Памира, они подстилают эффузивно-терригенные толщи, т.е. занимают то же стратиграфическое положение, что и фаунистически охарактеризованные сенонские известняки и, таким образом, очевидно, имеют аналогичный возраст. Этот вывод косвенно подтверждается их нарушенным залеганием на юрских породах.

<b>3. Палеоген. Баджураринская свита.</b>	Мощность, м
а) На слегка волнистой поверхности мрамора без углового несогласия залегают светло- и темно-зеленые рассланцованные и окварцованные туфы . . . . .	18-20
б) Светло-серые карбонатизированные альбитофиры по основной мицдалекаменной лаве, мицдалины которой сложены слюдисто-карбонатным агрегатом . . . . .	3-5
в) Темно-зеленые, зеленовато-серые, серые и бурые лавы и туфы альбитофиров по андезитам и андезито-базальтам . . . . .	600-1000
г) Серые, темно-серые и голубовато-серые рассланцованные туфы, туфобрекчии и туфоагломераты кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров . . . . .	500-600
<b>4. Палеоген. Шуджанская свита.</b>	
а) Белые, светло-серые и зеленовато-серые карбонатизированные туфосланцы по среднекислым туфам и туфоалевролитам . . . . .	10-180
б) Серые туфоконгломераты, туфопесчаники и туфосланцы. Туфоконгломераты преобладают в нижней половине разреза. В них кроме эффузивной имеется галька углистых сланцев, песчаников, реже светлых мраморизованных известняков . . . . .	От 300 до 500-800
в) Туфосланцы, аналогичные лежащим в основании свиты, с редкими прослоями серых туфопесчаников . . . . .	100-300
г) Серые и светло-серые, иногда с сиреневым оттенком разногалечные туфоконгломераты с базальным слегка карбонатизированным цементом из кислых туфов и прослоями туфопесчаников (по 1-1,5 м). В гальке преобладают черные песчаники и сланцы, светлые роговики, кварциты, мраморизованные известняки, в том числе белые и желтоватые, напоминающие верхнемеловые, но мало обломков эффузивных пород . . . . .	800-1000
д) Венчают разрез зеленоватые, желтоватые, реже сиреневые известковистые сланцы по кислым туфам и туфоалевролитам с прослоями (до 1 м) оливковых мергелей . . . . .	Видимая до 150-200

Возраст вулканогенно-осадочных пород бартагской толщи определяется на основании следующих фактов:

1. Они местами перекрывают известняки сенона и их мраморизованные аналоги.

2. В районе сел Баджу-Пасдив и р.Ригов-Дара эти породы прорываются гранитоидами Солхарской интрузии, которые имеют абсолютный возраст, определенный К-Аг-методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, равный соответственно  $44 \pm 5$  и  $50 \pm 5$  млн. лет (Таджидинов, 1969). В то же время абсолютный возраст андезито-базальтов низов баджударинской свиты, установленный тем же методом в той же лаборатории, равен  $70 \pm 5$  млн. лет (Таджидинов, 1964).

3. Породы бартагской толщи резко дислоцированы, а эффузивы баджударинской свиты подверглись зеленокаменному перерождению. Все это свидетельствует об активном участии данной толщи в альпийском тектогенезе.

Совокупность перечисленных выше фактов заставляет предполагать, что наиболее вероятным временем формирования пород бартагского вулканогенно-осадочного комплекса является палеоген до эоцена включительно.

Рассмотренный выше комплекс пород характерен для наиболее полных разрезов бартагского типа. К северо-востоку и югу от описанного района его состав может меняться.

Например, мощность лав баджударинской свиты уменьшается в северо-восточном направлении от 1500 м в нижнем течении р.Баджу-Дара на Пяндже до 600-700 м к востоку от р.Биджраф-Дара на Бартаге. Пирокласты кислых пород верхов этой свиты полнее всего представлены близ сел Пастхуф и Емц. К северо-востоку в них увеличивается количество туфоконгломератов, хотя общая мощность пород довольно постоянна и колеблется от 400 до 600 м.

Нижняя туфосланцевая-туфопесчаниковая часть шуджанской свиты максимальную мощность (более 1000 м) имеет на правом борту р.Бартаг между селами Шуджан и Вавзудж, а к северо-востоку она падает до 350-500 м. Одновременно в том же направлении в ней растет количество туфоконгломератов, которые постепенно становятся главными породами, определяющими облик свиты.

Туфоконгломераты, составляющие основную массу пород шуджанской свиты, лучше всего представлены в нижнем течении р.Бартаг до с. Емц. К северо-востоку их мощность падает с одновременным увеличением количества обломков эффузивных пород.

Наиболее устойчивым по составу является верхний горизонт зеленоватых и желтоватых туфосланцев, венчающий разрез шуджанской свиты и названный В.И. Дроновым (1963а) "разучской свитой".

Как правило, контакт между меловыми мраморизованными известняками и подстилающими и перекрывающими образованиями осложнен срыва́ми, сопровождающимися обычно маломощными зонами милонитов, испытавших вторичные изменения. Вдоль нижнего контакта они превращены в серые слюдисто-кварц-карбонатные сланцы, а на контакте с эффузивами - в светло-зеленые кварц-серицит-хлорит-карбонатные сланцы.

Эти соотношения приурочены к западному крылу Бухтурчской синклинали (Таджидинов, 1963), ядро которой сложено пестрыми известковистыми сланцами "разучской свиты". Данная складка имеет сложную конфигурацию. Она в целом запрокинута на северо-запад, хотя иногда ее западное крыло обнаруживает и обратное залегание. Синклиналь сильно сжата, и поэтому в устьевой части долины Бартага слагающие ее породы имеют моноклиналиное падение в юго-восточных румбах под углами  $30-50^\circ$ .

К югу от устья р.Бартаг складка имеет меридиональное простирание, а вдоль его долины она разворачивается к северо-востоку. С востока и юго-востока на синклиналь по Хуфскому надви́гу налегают триасово-юрские породы (Буданов, Дронов, 1964). На севере эта структура скрывается под плоскостью Бартагского надвига.

К востоку от нее располагается Падрудская антиклиналь (Буданов, Дронов, 1964), в ядре которой находятся триасово-юрские породы (см. рис. 41, II).

В верховьях р. Падруд на триасово-юрских песчаниках и сланцах, падающих на северо-восток под углом  $40^{\circ}$ , залегают давленные конгломераты с карбонатным цементом. Выше следуют светлые мраморизованные известняки с пачками (по 5–8 м) красновато-бурых песчаников. Мощность мраморной пачки 35–40 м. На них, отделяясь плоскостью срыва с горы югом (до 3 м) известняково-эффузивной брекчии, лежат эффузивы баджударинской свиты. Мел-палеогеновые породы здесь также падают в северо-восточных и северных румбах, но под углом  $30^{\circ}$ . Как и в Даржомчской антиклинали, наиболее резкие угловые несогласия между обоими комплексами пород прослеживаются на шарнире периклинального погружения триасово-юрских отложений. Ее довольно пологий замок с падением крыльев под углами  $40$ – $50^{\circ}$  отчетливо виден в 3 км к северо-западу от с. Сипондж на юго-западном склоне горы Гедок.

На северном крыле антиклинали крутизна падения слоев постепенно увеличивается до  $60$ – $70^{\circ}$  и иногда оно переходит в обратное. Здесь, в верховьях р. Ходержию-Дара, на ее правом борту снова появляются туфосланцы "разучской свиты", аналогичные тем, которыми сложено ядро Бухтурчской синклинали.

Южное крыло Падрудской антиклинали в промежутке между селениями Хиджис и Савсипуш-Дашт осложнено сжатой и опрокинутой к северо-западу Даштской синклиналью (см. рис. 41, III) с ядром, образованным туфосланцами "разучской свиты". От с. Савсипуш-Дашт до р. Баджу-Дара шарнир синклинали, вероятно, совпадает с долиной р. Бартанг. Северо-восточнее р. Баджу-Дара синклинали перекрыта Бартангским надвигом, и только в 1 км к югу от с. Разуч снова появляются зеленые туфосланцы "разучской свиты".

К югу от р. Бартанг и к юго-западу от с. Хиджис шарнир Даштской синклинали воздымается и ее структура теряется среди вулканогенных пород бартангского комплекса, моноклинально падающих в восточных румбах.

С юго-востока и востока Падрудская антиклиналь и частично Даштская синклинали срезаются плоскостью Рушанско-Пшартского надвига.

В целом структура отложений бартангского типа состоит из системы складок, расположенных между двумя региональными надвигами – Бартангским и Рушанско-Пшартским. Причем строение складок указывает, что в их образовании основную роль играло давление с юго-востока, приведшее к соответствующему запрокидыванию Бухтурчской и Даштской синклиналей. Затем они были осложнены давлением с севера, благодаря которому произошло новое запрокидывание бартангских толщ, но уже к югу, что было продемонстрировано на примере западного крыла Бухтурчской синклинали.

Таким образом, породы бартангского типа разреза залегают с разным по величине угловым несогласием на раннемезозойских отложениях кударинского фашиального комплекса, вместе с которыми они участвуют в строении сложных складчатых структур. Сенонский надъярус выше базальных конгломератов (до 3 м) сложен известняками, часто мраморизованными, с прослоями красноватых песчаников (20–70 м). Палеоцен-эоценовые образования перекрывают без углового несогласия размытую поверхность меловых известняков и состоят из двух свит (Х.С. Таджидинов). Нижняя, баджударинская, свита начинается зелеными и серыми альбитофирами по лавам и туфам андезитов и андезито-базальтов (600–1500 м). Они сменяются серыми пирокластами кварцевых порфиров и альбитофиров (400–600 м). Верхняя, шуджанская, свита сложена сероцветными туфоконгломератами с пачками пестроцветных туфосланцев по среднекислым туфам и прослоями туфопесчаников, особенно обильными в нижней половине разреза (1500–2300 м). Венчает ее отложения устойчивый горизонт пестроцветных известковистых сланцев по кислым туфам и туфоалевролитам с прослоями мергелей (150–300 м) (см. рис. 26).

В заключение следует подчеркнуть следующее. Как показывает сопоставление углового и азимутального несогласий между отложениями бартангского типа и более древними породами с последовавшими затем деформациями этих отложений в альпийском тектогенезе, последний был в несколько раз интенсивнее тех движений, которые вызвали данные несогласия, либо они не сопровождались возникновением сложных пликативных форм. Об этом говорит хотя бы то, что углы наклона разновозрастных слоев на крыльях складок минимум в три раза больше углового несогласия между ними.

### Убагнский тип разреза

Отложения убагнского типа распространены в западной половине Язгулемского хребта, примерно до р. Язгулем-Дара на востоке (см. рис. 27). Они находятся в ядрах складок, крылья которых сложены юрскими отложениями язгулемского фациального комплекса. Эти складки являются частью структур, входящих в состав Язгулемского синклинория (Бархатов, 1963). Язгулемский синклинорий образован крупным останцом покрова, протягивающимся с юго-запада на северо-восток на расстояние более 70 км при ширине 30 км (Руженцев, 1970б).

Сложная конфигурация складок в Язгулемском синклинории, наряду с бедностью мезозойских пород определяемыми органическими остатками, затрудняет расшифровку стратиграфической последовательности образования этих пород, тем более что непрерывного разреза юрских, нижнемеловых и верхнемеловых отложений в пределах Язгулемского синклинория не сохранилось, либо он еще не обнаружен.

Проще всего структурные соотношения между юрскими и нижнемеловыми породами. Они четко видны во многих местах Язгулемского хребта, где издавна выделяется ряд синклиналей с ядрами, сложенными красноцветами нижнего мела.

Например, на правом борту первого снизу правого притока р. Биджаф-Дара (верховья р. Ракзоу) на восточном склоне высоты 5014 м снизу вверх по разрезу наблюдается описанная ниже последовательность пород (см. рис. 27, 51).

Мощность, м

1. Батский ярус - верхнеюрский отдел, нерасчлененные. Известняки афанитовые, мелкозернистые, брекчированные, органогенно-обломочные, иногда переходящие в ракушняки, в основании - слегка мраморизованные. Они содержат плохой сохранности криноидеи, кораллы, пелециподы и брахиоподы. В нижней половине разреза преобладают темно-серые хорошо слоистые разности с пачками по 30-100 м темно-серых мергелей. Выше известняки становятся более массивными и светлыми. Среди них появляются светло-серые и кремовые разности. Известняки падают на восток под углом 30-50°. В верховьях р. Биджаф-Дара из этой толщи Ш.Ш. Деникаевым были собраны брахиоподы, среди которых В.Н. Овчаренко определила *Holcothyris angulata* (Висть), характерную для батского яруса . . . . . Более 800
2. Нижний мел - турунский ярус (?).
  - а) На известняках согласно лежат зеленые известковистые сланцы (2 м), которые сменяются чередованием (по 2-3 м) красных полимиктовых и зеленых известковистых и полимиктовых песчаников с железисто-карбонатным и хлорит-кремнисто-карбонатным цементом. Они содержат прослой (по 1,0-1,5 м) зеленых и желтых мергелей . . . . . 15-20
  - б) Основная масса пород представлена чередованием вишнево-красных полимиктовых и кварцевых алевролитов с железисто-карбонатным, железисто-глинистым и хлорит-карбонатным цементом и такого же цвета и состава мелкозернистых песчани-

ков с карбонатным, железисто-карбонатным, реже железисто-серицит-кремнистым и серицит-хлорит-кремнистым цементом. Мощность пачек этих пород 15-20 м. Они часто разделены пачками средне- и крупнозернистых красных песчаников мощностью до 7-14 м. В основании и верхней трети эти пачки обычно содержат прослой по 0,5-1,5 м иногда до 4 м серых и красных известняковых и реже кварцевых гравелитов с песчано-карбонатным цементом. Преобладают в данной грубо ритмичной толще алевролиты . . . . . Видимая свыше 100

Аналогичное строение нижнемеловые отложения имеют и в других районах Язгулемского синклиория.

Рассмотренный разрез приурочен к северо-западному крылу Биджафской синклинали, протягивающейся от бассейна ледников Ляп-Назар и Ракзоу 1 на северо-востоке до верховьев р. Биджаф-Дара (Бартангская) на юго-западе, на расстояние около 30 км. Ее замок в триасово-юрских отложениях сохранился на правом борту трога ледника Ракзоу 1, над конечной мореной (рис.43). Он представляет собой сжатую опрокинутую на юго-восток лежащую складку с ядром, сложенным средне-верхнеюрскими известняками. Крылья ее наклонены на северо-запад под углом 30-40°. К юго-востоку складка постепенно "разворачивается". Одновременно в составе слагающих ее образований появляются описанные нижнемеловые породы. Они рассеяны дайками и sillами зеленокаменной измененных диоритовых и диабазовых порфиритов мощностью от нескольких сантиметров до 15-30 м. Для некоторых даек диоритовых порфиритов характерны крупные, до 15 мм длиной, порфировые выделения альбита. Особенно густая сетка этих даек приурочена к юго-западному окончанию Биджафской синклинали (см. рис. 27, 52). По мнению В.И. Буданова (1964), указанные дайки комагматичны альбитофирам низовьев р.Бартанг, с которы-

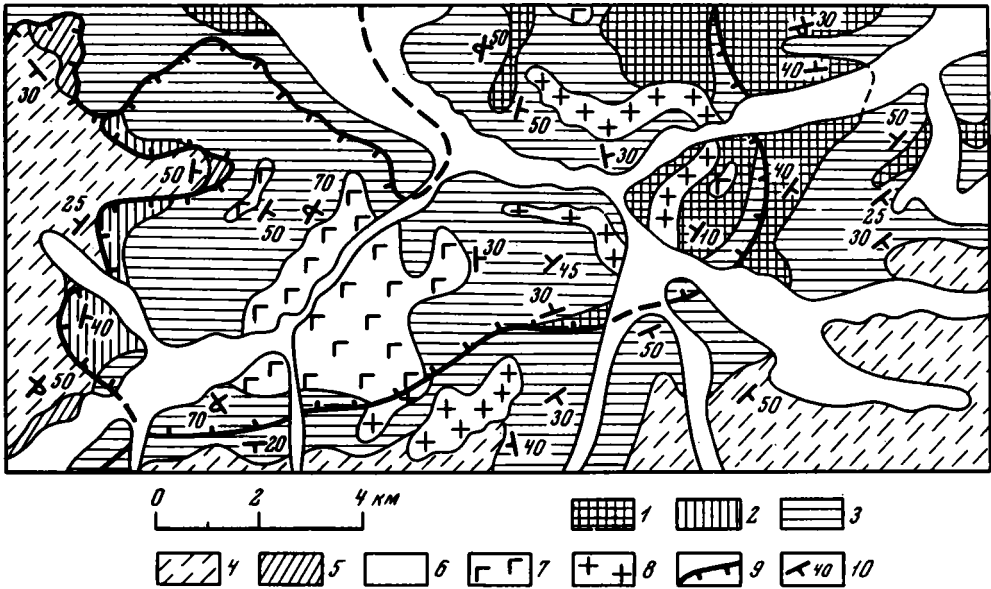


Рис. 43. Геологическая карта верховьев р.Ракзоу

1 - песчаники, сланцы, конгломераты (Т<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>); 2 - песчаники, конгломераты, туфы, известняки (J<sub>1-2</sub>); 3 - известняки (J<sub>2-3</sub>); 4 - нижний мел - туронский ярус (Cr<sub>1</sub>-Cr<sub>2</sub>t); 5 - сенонский надъярус (Cr<sub>2</sub>sn); 6 - четвертичные отложения; 7 - диорит-порфириты; 8 - гранитоиды; 9 - разрывы; 10 - элементы залегания

ми их связывает помимо близости петрографического и петрохимического состава общность процессов вторичных изменений.

Находки достоверной верхнемеловой фауны в пределах Язгулемского синклинория известны в трех удаленных друг от друга районах: в верховьях р. Дарай-Убаги (Баранов, Глазунов, 1937), в верховьях р. Зайчхов (Карапетов, Воскопяниц, 1962), в бассейне р. Рошт-Дара. Все отмеченные районы обладают сложной структурой, анализ которой сильно затрудняется наличием обширных снежников и ледников, а также порой резко расчлененным и практически недоступным рельефом водораздела Язгулемского хребта.

Среди перечисленных выше районов яснее всего структурное положение верхнемеловых пород в бассейне р. Дарай-Убаги (см. рис. 27, 48). Здесь к северу от пика Убаги, на водораздельном гребне с р. Дарай-Каддахт и южном склоне высоты 5014,2 м с юго-востока на северо-запад обнажается следующая последовательность пород.

Мощность, м

1. Нижний мел – туронский ярус (?).  
Вишнево-красные алевролиты, аналогичные по составу описанным на р. Биджраф-Дара. На западном склоне водораздела в нижнемеловых отложениях четко виден замок антиклинали, опрокинутой к северо-западу . . . . . Видимая около 1000
2. Верхний мел, сантонский ярус (?).
  - а) Без следов углового несогласия на красноцветах залегают белые давленные известняковые гравелиты с линзами (до 2 м) доломитизированных мергелей с редкими перекристаллизованными фораминиферами и деформированными рудистами и прослоем (0,5 м) красновато-сиреневого известняково-полимиктового песчаника, сцементированного слегка доломитизированным песчаным известняком . . . . . 25
  - б) Темно-сиреневые полимиктовые алевролиты с железисто-карбонатным цементом и "плавающей" галькой кремевых известняков . . . . . 45
  - в) Давленные кремиво-желтые известняковые гравелиты с прослоями (по 0,2 м) буровато-серых алевролитистых мергелей. . . . . 2
  - г) Буровато-сиреневые давленные известняково-полимиктовые гравелиты и песчаники с карбонатно-железистым цементом . . . . . 60
  - д) Давленные зеленовато-желтые известняково-мергельные конгломераты, сцементированные карбонатизированным песчаным мергелем и содержащие линзы (по 1,5–2 м) мергелистых известняков . . . . . 10
  - е) Зеленовато-бурые конгломераты, аналогичные "д", но доломитизированные . . . . . 0,5
3. Верхнесенонский надъярус.  
Серые рассланцованные мраморизованные песчаные известняки с *Biradiolites* sp. ind. (определение Н.Н. Бобковой). Видимая мощность 15 м. Надвиг, падающий в юго-восточных румбах под углами 30–50° и сопровождающийся зеленоватой окварцованной мелкообломочной брекчией, мощностью 2 м. К северу и северо-западу от него находится антиклиналь, сложенная полосчатыми мраморизованными средние-верхнеюрскими известняками, содержащими перекристаллизованные кораллы, ядра неопределимых брахиопод и линзы внутриформационных брекчий (обломочный шлейф рифов?) . . . . . Видимая 300–500

Рассмотренные меловые породы слагают опрокинутую к северо-западу антиклиналь.

Близ плоскости надвига описанные верхнемеловые отложения вместе с подстилающими их породами образуют замок этой антиклинали.

В южной части водораздельного гребня, в висячем крыле складки, на красноцветах нижнего мела согласно залегают те же по составу отложения, что и в замке антиклинали на северо-западе. Выше них, образуя недоступный скалистый обрыв, располагаются светлые известняки с характерными прослоями красноватых известковистых песчаников и песчанистых известняков (судя по составу обломков у подножия обрыва). Видимая мощность известняков порядка 200 м. Эти известняки И.Г. Баранов и В.С. Глазунов еще в 1935 г. отнесли к верхнему мелу на основании находок *Hippurites* sp. в глыбах под известняковым обрывом.

На южном продолжении структуры такими же по внешнему облику известняками на противоположном борту ледникового трога сложена недоступная вершина пика Убагн (рис. 44).

Убагнская антиклиналь в долине р. Дарай-Убагн имеет видимую амплитуду около 6 км. Она надвинута на опрокинутую к северо-западу уже упоминавшуюся антиклиналь. Благодаря разнице в направлениях падения слоев между юрскими и меловыми породами на обоих бортах р. Дарай-Убагн возникло резкое "угловое несогласие", приуроченное к разрыву.

Обратные структурные соотношения имеют место в 16 км к востоку в верховьях р. Рошт-Дара (левого притока р. Рахзоу), где на меловые отложения надвинуты юрские породы (рис. 45). Базальные горизонты последних внешне похожи на верхнемеловые образования из-за наличия светлых прослоев известняковых гравелитов, мергелей, песчанистых известняков среди основной массы темно-красных туфов основного и среднего состава.

Вулканогенно-осадочные породы базальной пачки постепенно сменяются серыми полосчатыми мраморизованными известняками (700-800 м), слагающими юго-восточный склон высоты 5388 м. Последние рассечены силами и дайками диоритовых порфиритов мощностью от нескольких сантиметров до 10-15 м. На контактах с наиболее крупными телами известняки превращены в среднезернистые мраморы, иногда обогащенные флогопитом.

В мраморах встречаются перекристаллизованные кораллы, брахиоподы и пеллиподы. Среди брахиопод из сборов Ш.Ш. Деникаева, В.Н. Овчаренко определила *Holcothyris* cf. *dhosaensis* (Kitchin.) и *Holcothyris* cf. *breviplicata* (Kitchin.), характерные для нижнего и среднего келловея.

По обоим бортам долины р. Рошт-Дара ниже слияния ее составляющих в известняках располагается мощное (до 800 м) тело массивных диоритовых порфиритов.

Многочисленные косые и поперечные сечения нижних створок раковин верхнемеловых рудистов *Biradiolites* sp. ind. (определение Н.Н. Бобковой) в этом районе обнаружены только в обломках светло-серых и желтоватых известняков, заключенных в морене ледника, стекающего с недоступной вершины 5388 м по первому снизу левому притоку р. Рошт-Дара вдоль юго-западного склона высоты 4336 м. Вероятно, по юго-восточному склону высоты 5388 м проходит описанный выше разлом, по которому здесь контактируют юрские и верхнемеловые известняки. При этом последние, как и на р. Дарай-Убагн, могут согласно налегать на нижнемеловые образования. Однако контакты между перечисленными породами закрыты ледником.

Верхнемеловые рудисты, среди которых Н.Н. Бобкова определила *Biradiolites* sp. ind., были собраны С.С. Карапетовым также в верховьях р. Зайчхов (см. рис. 27, 50) в известняках, согласно залегающих под красноцветами и падающих на северо-запад под углами 50-60° и, возможно, приуроченных к ядру погружающейся на северо-восток Хуздорской синклинали (Руженцев, 1970б). Эта складка расположена на правом борту одноименной реки. Она запрокинута на юго-восток, и ядро ее сложено нижнемеловыми породами, перекрывающими юрские известняки без следов несогласия.

Анализ строения разрезов меловых пород Язгулемского синклинория обнаруживает ряд общих особенностей отложений убагнского типа: 1) они согласно залегают на юрских образованиях; 2) в них четко выделяются три литологиче-

ских комплекса: досенонские груборитмичные красноцветные терригенные породы большой мощности (>1000 м), сантонские пестроцветные конгломераты, песчаники, мергели (до 140 м), верхнесенонские терригенно-карбонатные образования, в которых вверх по разрезу увеличивается количество известняков (200 м); 3) нигде не обнаружено пород, залегающих выше верхнемеловых отложений; 4) меловые породы вместе с более древними участвуют в строении сложной покровной структуры Ягулемского хребта; 5) они в своем распространении пространственно связаны с юрскими отложениями ягулемского фашиального комплекса.

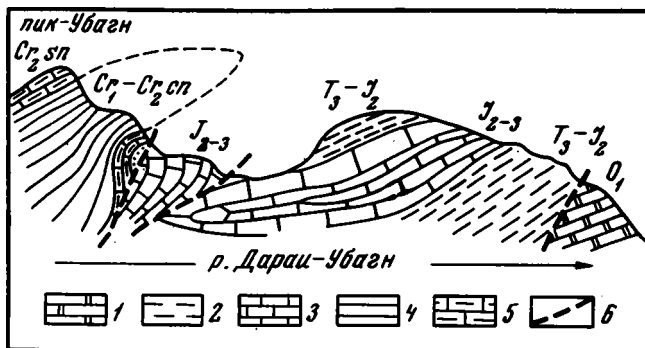


Рис. 44. Строение левого борта долины р.Дарай-Убагн

1 - мраморизованные известняки ( $O_1$ ); 2 - песчаники и сланцы ( $T_3 - J_2$ ); 3 - известняки ( $J_{2-3}$ ); 4 - алевролиты и песчаники ( $Cr_1 - Cr_{2sp}$ ); 5 - известняки и песчаники ( $Cr_{2sp}$ ); 6 - разрывы

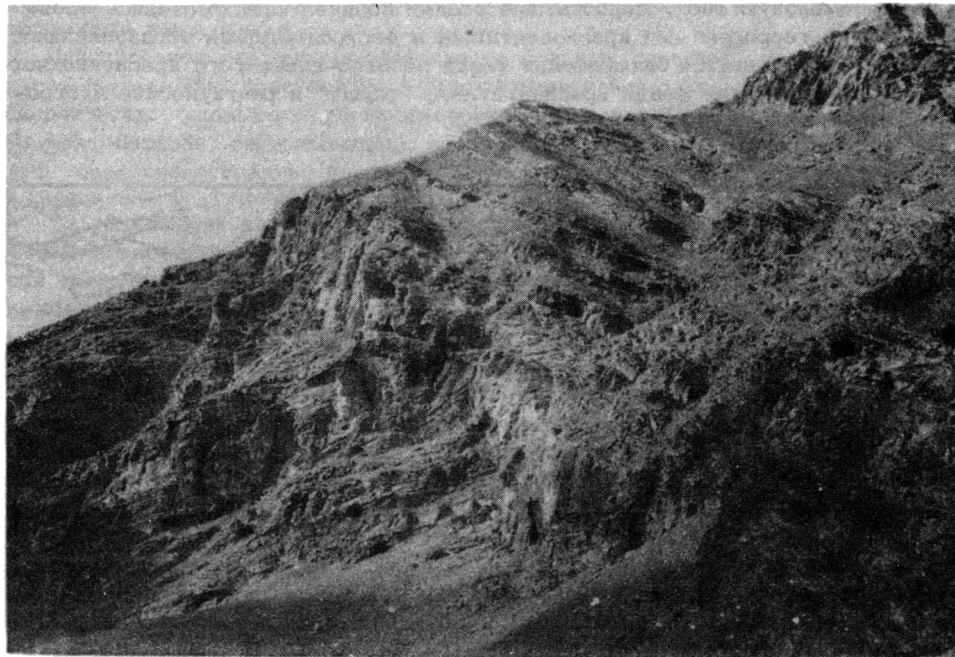


Рис. 45. Контакт юрских (справа) и меловых (слева) пород в верховьях р.Рошт-Дара



Вводные замечания

Меловые и палеогеновые отложения Центрального Памира, к сожалению, бедны органическими остатками, которые к тому же распределены в них весьма неравномерно. Поэтому практически невозможно провести попарное сравнение разновозрастных отложений в разных типах разрезов. Однако если взять за основу лучше всего фаунистически охарактеризованные разрезы рангкульского и зорташского типов и сравнить их с другими разрезами меловых и палеогеновых отложений, то среди них можно наметить несколько стратиграфических комплексов, отличающихся по преимущественному составу осадков: нижнемеловой – сеноманский терригенный красноцветный, турон–сантонский карбонатно–глинистый, кампан–маастрихтский терригенно–карбонатный, палеоцен–эоценовый вулканогенно–терригенный и олигоцен–миоценовый тоже вулканогенно–терригенный, но с иными по составу эффузивами.

Очевидно, что эти комплексы отражают отдельные этапы тектонического развития Центрального Памира. Они – полифациальные и с неодинаковой полнотой представлены в разрезах разного типа. Ниже последовательно рассмотрены фации, входящие в состав выделенных комплексов.

Фации отложений нижнего мела – сеномана

Как уже отмечалось выше, в конце юры Центральный Памир был охвачен весьма интенсивными тектоническими движениями. Эти движения вызвали перерыв в седиментации в пределах большинства структур, где накапливались юрские фациальные комплексы. Только в районах наиболее интенсивного прогибания в верхнеюрскую эпоху (Язгулемская "зона") нижнемеловые осадки сменяют юрские без заметного перерыва.

В раннемеловую эпоху карбонатные осадки поздней юры сменялись преимущественно терригенными красноцветными и пестроцветными образованиями. Среди них обособляются биджафские фации песчано–глинистого красноцветного "флиша", айльтутекские фации красноцветного "флиша" и рангкульские пестроцветные лагунно–морские фации (рис. 46).

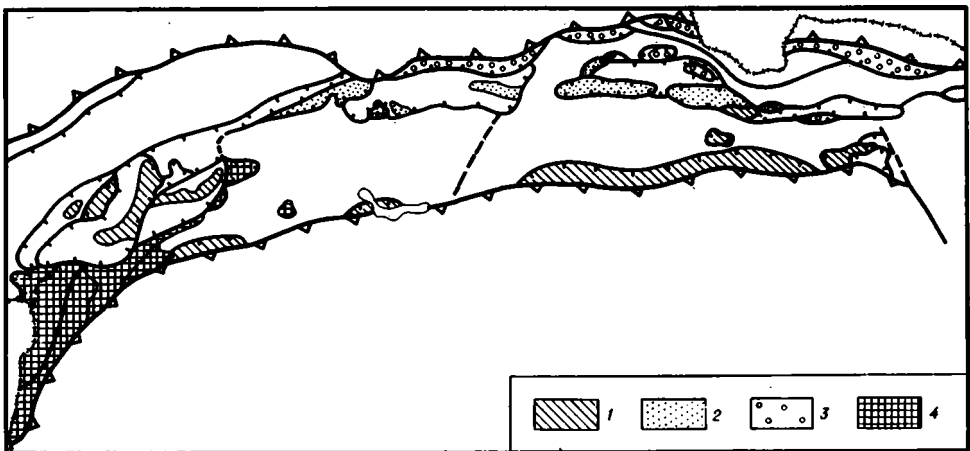


Рис. 46. Схема распределения в современной структуре фаций отложений нижнего мела – сеномана

1 – биджафские фации; 2 – айльтутекские; 3 – рангкульские; 4 – область размыва

Биджафские фации начинаются пестроцветной терригенно-карбонатной пачкой мощностью 15–40 м, появление которой в согласном залегании на юрских известняках, очевидно, указывает на увеличение сноса в тот бассейн, где раньше накапливались только карбонатные отложения, а также на его обмеление.

Однако обмеление морского бассейна не связано со стабилизацией той структуры, к которой приурочены нижнемеловые отложения. Наоборот, в течение раннемеловой эпохи она начинала энергичнее, чем раньше, прогибаться, одновременно заполняясь мощной толщей осадков. Эти осадки имеют весьма своеобразное строение. Наиболее характерной чертой их является грубая ритмичность за счет чередования алевролитов (реже аргиллитов) и мелкозернистых песчаников. Мощность отдельных пачек этих пород уменьшается от 15–20 м в нижней половине разреза до 2–3 м в его верхней половине. Строение толщи осложняется появлением в ее низах пачек крупнозернистых песчаников с горизонтами гравелитов, в которых иногда заметна косая слоистость. Тогда ритмы имеют следующее строение:

- 1) а – крупнозернистые песчаники – 3 м;  
б – гравелиты – 1 м;  
в – среднезернистые песчаники – 7 м;
- 2) алевролиты – 8 м;
- 3) а – гравелиты – 5,5 м;  
б – среднезернистые песчаники – 4 м;  
в – гравелиты – 0,5 м;  
г – среднезернистые песчаники – 2,5 м;
- 4) алевролиты – 15 м;
- 5) а – гравелиты – 1,1 м;  
б – крупнозернистые песчаники – 1,5 м;  
в – среднезернистые песчаники – 2,5 м;
- 6) алевролиты – 18 м и т.д.

Примечательно то, что если алевролиты и песчаники имеют в основном полимиктовый и кварцевый состав, то гравелиты сложены преимущественно обломками известняков.

Однообразное строение этой фации на больших площадях, высокая карбонатность цемента, присутствие в его составе помимо кальцита лептохлоритов, скорее всего, указывают на морское происхождение большинства ее осадков. Причем бассейн седиментации, вероятно, был мелководным, о чем может свидетельствовать появление доломита в цементе некоторых песчаников.

То, что до сих пор в этих отложениях не обнаружены органические остатки, можно объяснить, если вспомнить, что даже в давно изучаемой хорошо известной таврической серии Крыма находки ископаемых организмов до последнего времени были большой редкостью. Так же бедны макрофауной толщи терригенного флиша Альп.

Вопрос о происхождении ритмичного строения нижнемеловых отложений тесно связан, по-видимому, с более общей проблемой возникновения ритмичной слоистости во флише и близких к нему по типу толщах. Во всяком случае эти толщи распространены в пределах геосинклинальных складчатых областей и, как правило, отсутствуют на платформах. М.В. Муратов (1963) появление флиша относит к завершающей стадии главного геосинклинального этапа развития складчатых областей. Ряд исследователей, вслед за Ч.Шардтом (Schardt, 1898) и Е.Арганом (Argand, 1916), связывают накопление флиша с покровообразованием. Возможно, формирование осадков биджафской фации также вызвано этим процессом.

Действительно, их состав говорит о резком увеличении темпов эрозии и, по-видимому, сокращении бассейнов седиментации. Они могут фиксировать начало движения в зонах либо Танымасского, либо Рушанско-Пшартского надвигов, либо в той и другой одновременно, где предполагается расположение корневых областей шарьяжей (Левен, 1964; Дюфур и др., 1965; Руженцев,

1968а, 1970б; и др.). Однако решение этого вопроса требует специальных литологических и стратиграфических исследований.

Мощность отложений биджафской фации превышает 1000–1500 м. Основные площади ее распространения находятся в Язгулемском покрове. Тем не менее не исключено, что аналоги ее осадков могут встречаться среди доэононских пород в пшартском разрезе.

На площади накопления аильютекских фаций в конце юрского периода наступил перерыв в седиментации. Продолжительность этого перерыва неизвестна. Возможно, он продолжался в течение всего неокома, так как в наиболее богатых фауной рангкульских разрезах нет органических остатков древнее аптских.

Как и в предыдущем случае, в раннем мелу на смену юрской карбонатной седиментации пришла терригенная, свидетельствующая о резком оживлении тектонических движений. Однако заметных угловых несогласий они не вызывали, хотя вполне возможно существование азимутальных несогласий, величину которых здесь установить не удается из-за того, что нижнемеловые породы вместе с подстилающими были впоследствии интенсивно дислоцированы.

Отсутствие углового несогласия говорит о том, что накоплению раннемеловых осадков предшествовало образование весьма пологого поднятия, которое затем вовлеклось в энергичное погружение. Такая обстановка могла возникнуть благодаря постепенно нарастающему сжатию, при котором вначале образовался пологий свод на месте почти всех структур, где в юре происходило осадконакопление. Затем в нем возникли сколы и началось надвигание одних частей свода на другие. Последние одновременно вовлеклись в абсолютное погружение перед фронтом растущих покровов, которые тогда представляли собой, по-видимому, почти недеформированные пластины. Причем наиболее благоприятными для погружения оказались те юрские структуры, где образовались самые мощные карбонатные толщи.

В пользу изложенных выше представлений о тектонической обстановке, в которой формировались аильютекские фации, свидетельствует их ритмичное строение. Правда, отдельные части разреза отличаются по гранулометрическому составу преобладающих в них пород, отражая, очевидно, разную интенсивность тектонических движений, влиявших на рельеф областей сноса.

Вначале формирование отложений этой фации происходило при нарастающей тектонической активности окружающей территории, так как в нижних 100 м осадков постепенно увеличивается количество конгломератов. В конце этого этапа активность движений несколько спала, размер обломков в породах уменьшается до гравийного и в них даже появляются прослои известняков.

На следующем этапе тектоническая обстановка, в которой происходила седиментация, очевидно, не отличалась от обстановки, существовавшей в области развития биджафских фаций, так как осадки этого времени почти не отличимы от основной массы биджафских образований, хотя в несколько раз уступают им в мощности (всего 350–400 максимум 600 м). В конце накопления осадков этой фации снова наступило некоторое оживление тектонических движений, так как в основании верхней пачки ее отложений появляются среднегалечные конгломераты, а в их составе начинают преобладать мелкозернистые песчаники. Важно то, что в составе галек конгломератов помимо известняков появляются в больших количествах кварциты и кремни, указывающие на увеличение глубины вреза в областях сноса. Видимая мощность этой части осадков в непрерывном разрезе составляет 200–300 м.

Отложения аильютекской фации встречаются главным образом на водоразделе рек Кокуйбельсу и Таньмас, но не исключено присутствие сходных пород в зоргашском типе разреза. От осадков биджафской фации они отличаются большим содержанием известковистых обломков не только в гравелитах и конгломератах, но также в песчаниках и алевролитах.

Несмотря на сложное, трехчленное, строение, осадки этой фации, по-видимому, все-таки целиком отложились в раннем мелу и сеномане. В пользу

такого заключения говорит аналогичное трехчленное строение фаунистически охарактеризованных образований рангкульской фации.

Непосредственные контакты осадков рангкульской фации с подстилающими породами неизвестны. Тем не менее можно думать, что начало их отложения совпало с резкой активизацией тектонических движений, а их появлению предшествовал перерыв в седиментации, так как начинаются они мощной (до 300 м) толщей конгломератов. Судя по структурам в районе горы Акбайтал, эта активизация, как и в других районах, не привела к резким угловым несогласиям между юрскими и меловыми породами. Более того, состав галек в конгломератах говорит о преимущественном размыве явно доюрских метаморфических толщ, сходных с теми, которые встречаются сейчас к северу от Танымасского надвига (метаморфические сланцы, филлиты, кварциты и кварцитовидные песчаники). Гальки мезозойских пород (известняков, кремней) попадаются весьма редко. Только в разрезе к югу от оз. Шоркуль (см. рис. 27, 16) галек известняков больше, чем обломков метаморфических пород.

Вспышка тектонической активности начала эпохи образования данной фации в дальнейшем постепенно затухала и на смену грубообломочным отложениям приходило накопление в апте и альбе пестроцветных мелководно-морских песчанистых и алевролитистых осадков с прослоями известняков, а местами и гипсов (гора Акбайтал) мощностью свыше 200 м. Лишь на востоке, в районе Рангкульской котловины, в их окраске преобладают красноватые тона, а состав несколько огрубляется за счет появления прослоев среднегалечных известняков конгломератов. Также в восточном направлении уменьшается мощность осадков, падая до 120-150 м.

В конце альба скорость прогибания резко упала, почти затухли тектонические движения, и море на какой-то срок покинуло часть территории, так как эта часть разреза представлена пестроцветными, либо озерными известняково-мергельными (на западе), либо огипсованными мергельно-песчаными (на востоке) отложениями мощностью 100-120 м.

Дальнейшее усыхание бассейна вместе с новым оживлением движений привело к появлению красноцветных кварц-полимиктовых песчано-алевритистых осадков мощностью 30-70 м, которые, по-видимому, сменились пестроцветными мергельно-алевритистыми образованиями (до 100 м) с пластами гипсов и каменной соли.

В разрезах верховьев р. Кызыл-Джик (см. рис. 27, 4, 8-10) оживлению тектонических движений в конце альба — сеномане, очевидно, соответствовало накопление сероцветных разногалечных конгломератов из обломков магматических и метаморфических пород с прослоями красновато-коричневых песчаников, а мергельно-алевритистым осадкам конца этой эпохи — тонкое переслаивание данных конгломератов с серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

Отложения рангкульской фации встречаются только в основании акбайталских покровов и в зоне Танымасского надвига на востоке Центрального Памира.

#### Фации отложений низов верхнего мела (турон — сантон)

К туронскому веку темп формирования структур спал, и наступило время относительного тектонического покоя. Это сказалось в преобладании тонкообломочных осадков в течение большей части рассматриваемого отрезка времени. Седиментация продолжалась в тех же структурах, что и в предыдущую эпоху. Причем те из них, в которых в сеномане господствовали лагунные или озерные условия осадкообразования, снова были залиты мелководным морем.

Для этого времени можно выделить кокбелесские карбонатно-глинистые фации, биджафские фации красноцветного "флша" и зорташские пестроцветные гипсоносные (рис. 47).

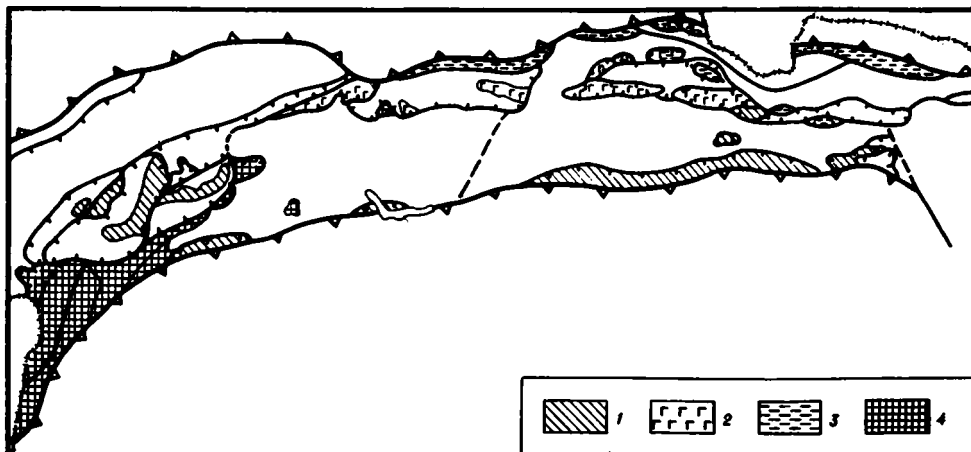


Рис. 47. Схема распределения в современной структуре фаций отложений низов верхнего мела (турон – сантон)

1 – биджафские фации; 2 – зорташские; 3 – кокбелесские; 4 – область размыва

Отложения кокбелесской фации согласно залегают на породах сенома на рангульской фации и свидетельствуют о трансгрессии мелководного моря в начале туронского века. Они состоят из сероцветных глинистых и органично-обломочных карбонатных осадков небольшой (до 60 м) мощности и отлагались до конца коньякского века.

К концу коньякского века темп прогибания резко уменьшился, а в сантоне произошло некоторое оживление тектонических движений. В это время нормальные морские отложения сменились пестроцветными лагунно-морскими, в составе которых появились алевролитистые и песчанистые осадки и прослой гипсов, хотя мощности остались незначительными (15–45 м).

На западе Центрального Памира, в области распространения биджафской фации спад тектонической активности сказался в преобладании алевролитистых отложений в верхах ритмичной толщи красноцветного "флиша" в Язгулемском покрове и, возможно, на территории накопления пшартского типа разрезов.

Этапу сантонской активизации, вероятно, соответствует появление в верхах разреза пестроцветных терригенных отложений с прослоями гравелитов, конгломератов и реже известняков, нарушающих ранее существовавшую ритмичность осадкообразования и подстилающих карбонатные породы верхнего сенона в только что названных типах разрезов. Мощность их меняется от 50 м на Пшартах до 140 м на р. Дарай-Убагн.

Зорташские фации в районе распространения одноименных отложений фиксируют уменьшение тектонической активности сменой песчаных осадков красноцветными глинисто-алевритистыми с пачками гипсов. Однако если кокбелесские фации в сантоне намечали замедление прогибания и даже незначительное воздымание, то здесь, наоборот, в это время несколько ускорились нисходящие движения. Они привели к появлению мелководного морского бассейна с неустойчивым режимом седиментации, в котором отложились пестроцветные глинисто-карбонатные осадки с маломощными линзами гипсов. Карбонатные образования этой части фации представлены главным образом мелкодетритусовыми известняками, а общая мощность ее больше 120 м. Отмеченная тенденция к прогибанию получает дальнейшее развитие в конце позднемеловой эпохи.

Аналоги зорташской фации, возможно, присутствуют среди отложений чабарангского типа. Однако здесь не заметно усиления прогибания в сантонском веке, так как тут отсутствуют аналоги глинисто-карбонатной части разреза данной фации.

**Фаши отложений верхов верхнего мела  
(кампан — маастрихт)**

Конец позднемеловой эпохи, подобно поздней юре, был временем относительного тектонического покоя с широким распространением карбонатной седиментации. Ранее существовавшие области размыва прекратили активное развитие и были залиты морем. Однако на общем спокойном фоне имелись районы с разным типом формирования отрицательных структур, что сказалось в появлении нескольких фаций среди отложений этого времени: джикских пестроцветных карбонатных, сассыкских глинисто-карбонатных повышенной мощности, чабарангских карбонатных, убангских терригенно-карбонатных, пшартских пестроцветных терригенно-карбонатных, бартангских терригенно-карбонатных умеренной мощности (рис. 48).

Отложения джикской фации приурочены только к рангульскому типу разрезов и находятся в зоне Танымасского надвига. Район их образования, после некоторого оживления движений в сантоне, с кампана вновь заливался мелким морем, в котором в основном формировались карбонатные илы небольшой мощности. Они окрашены в фиолетовые, зеленоватые и серые тона и содержат прослой известняка-ракушечника. Темп прогибания этого плоского бассейна медленно нарастал от кампанского к маастрихтскому веку, но суммарная мощность осадков остается незначительной, и не превышает 30 м.

В районе распространения сассыкской фации (зорташский тип разреза) с кампана постепенно, но быстро увеличивалась скорость прогибания, начало которого приходилось на конец сантонского века. В соответствии с этим в позднем сантоне пестроцветные отложения сантона сменялись трансгрессивной серией раннекампанских отложений. Они состоят их органогенно-обломочных оолитово-детритусовых или ракушняковых известняков с прослоями и линзами мергелей и известковистых песчаников мощностью 40-60 м.

В позднем кампане на месте мелководного моря образовалась сравнительно глубоководная впадина. Она, по-видимому, была локальной структурой в целом мелководного бассейна, так как в ней возникали застойные условия, о чем говорит появление стяжений пирита и битуминозность некоторых пород. Впадина заполнялась черными и серыми, в конце этапа - зеленовато-серыми глинисто-известковистыми осадками с кремнистыми конкрециями мощностью свыше 400 м. Наиболее глубокой части этой впадины отвечают породы разреза на северном борту р. Сассык.

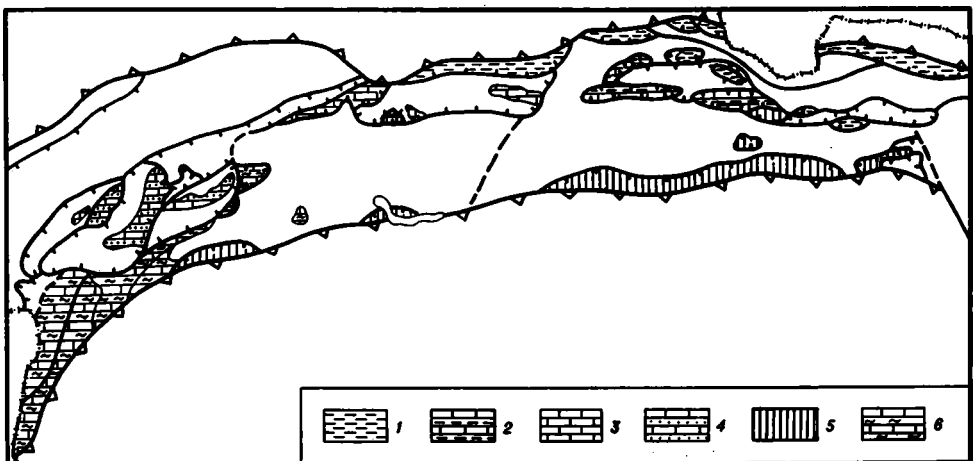


Рис. 48. Схема распределения в современной структуре фаций отложений верхов верхнего мела (кампан - маастрихт)

1 - джикские фации; 2 - сассыкские; 3 - чабарангские; 4 - убангские; 5 - пшартские; 6 - бартангские

К маастрихтскому веку темп прогибания постепенно уменьшался, и среди осадков снова начинали преобладать ракушняковые известняки с обильной фауной пелеципод мощностью около 140 м. В верховьях р. Зорташкол, где кампанские осадки имеют несколько более мелководный облик, видно, что замедление прогибания в конце маастрихта приводило к частичному перемыву ранее отложившихся осадков, зафиксированному появлением конгломератов в самых верхах разреза.

Чабарангские фации, приуроченные к одноменному типу разреза, отлагались в структуре, сходной по развитию с предыдущей, но прогибавшейся с гораздо меньшей скоростью и амплитудой. Началу прогибания в кампанском веке соответствовали мелководные карбонатно-глинистые осадки с обломками рудистов мощностью до 70 м. Затем они сменились более глубоководными черными и темно-серыми карбонатными илами с тонкостенными рудистами мощностью свыше 150 м, которые формировались, по-видимому, в течение большей части позднего сенона.

Еще медленнее было прогибание в районе накопления убагнских фаций. Здесь, после сантонской активизации, в верхнем сеноне образовался мелководный морской бассейн, в котором вначале формировались терригенно-карбонатные, а затем почти чистые хемогенные и органогенно-обломочные карбонатные осадки мощностью несколько больше 200 м.

Сходный с убагнским состав имеет часть осадков пшартской фации. Однако в целом они несут черты более близких к берегу отложений, так как среди них большую роль играют терригенные пестроцветные образования, в которые обычно переходят в латеральном направлении чистокарбонатные органогенно-детритусовые и биогермные осадки. Об этом же говорит невыдержанность мощностей, увеличивающихся от 50 до 100 м в местах, где преобладают песчано-глинистые накопления. Карбонатные отложения господствуют в восточной половине района распространения данной фации. Там они похожи на убагнские образования, правда, заметно уступаая им в мощности.

Бартангские фации отражают трансгрессию маастрихтского моря в области ранее активно развивавшихся поднятий (даржомчский и бартангский типы разрезов). Поэтому они залегают на подстилающих образованиях с угловым несогласием, максимальным на периклиналях более древних структур.

Обычно они начинаются базальными конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников, песчаных мергелей и известняков. Мощность этих конгломератов зависит от темпов прогибания новообразованных структур, но в большинстве случаев не превышает 10 м. Только в массиве Ляп-Назар она больше 100 м. Однако там и мощность терригенно-карбонатных отложений в два-три раза увеличена по сравнению с обычной для этой фации.

Независимо от подстилающих пород в конгломератах преобладает галька известняков, но присутствуют также обломки сланцев и песчаников.

Мелководные осадки маастрихтского моря образованы терригенно-карбонатными отложениями. Терригенные осадки представлены в основном известковистым песчаным материалом, а карбонатные — известняками с примесью обломков псаммитовой размерности.

Карбонатные осадки преобладают в джаржомчском типе разреза, где они имеют мощность 50–70 м. Исключение составляет район массива Ляп-Назар, где мощность превышает 150 м. Однако здесь одновременно в заметном количестве появляются терригенные породы. Наиболее характерна примесь терригенного материала для осадков, приуроченных к бартангским разрезам, которые из-за этого похожи на те осадки пшартской фации, где в составе преобладают известняки. С данными отложениями их сближают и мощности, равные 30–70 м.

#### Фации отложений палеоцена — эоцена

В конце мела, как и на рубеже юрского и мелового периодов, наступил почти повсеместный перерыв в седиментации, продолжавшийся, возможно, в течение датского века и части палеоцена. Он связан, очевидно, с началом новой эпохи

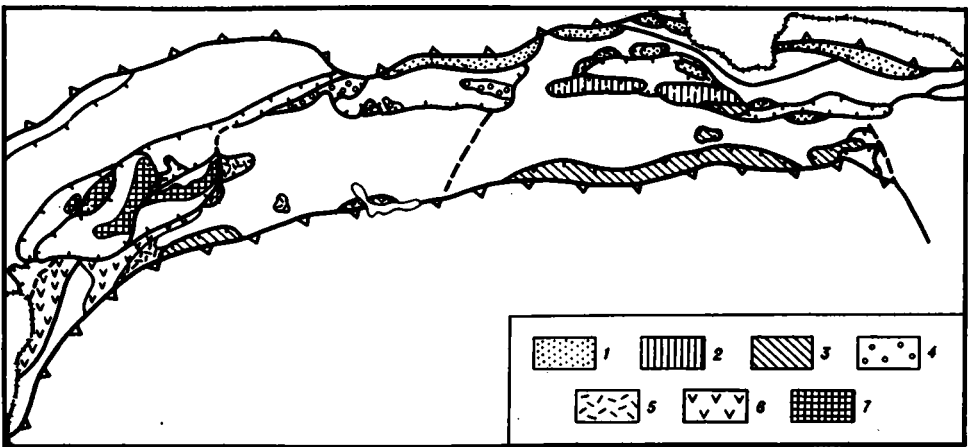


Рис. 49. Схема распределения в современной структуре фаций отложений палеоцен – эоцена

1 – джигикские фации; 2 – зорташские; 3 – пшартские; 4 – хаврезские; 5 – аджирхские; 6 – бартангские; 7 – область размыва

сжатия, на протяжении которой благодаря возобновлению активного роста как прежних, так и новообразованных положительных структур, вновь заложившиеся по обновленным меловым и впервые возникшим сколам прогибы заполнялись сравнительно грубообломочным материалом. Развитие большинства из них сопровождалось широким проявлением вулканической деятельности. Площадь палеогеновых отрицательных структур была, вероятно, меньше, чем меловых, так как среди сносившихся в эти прогибы осадков появляются обломки меловых пород. Палеогеновые прогибы, как правило, приурочены к районам длительной меловой седиментации, но развивались они по-разному, что отразилось на составе сформировавшихся в них отложений, среди которых можно выделить следующие фации: джигикские песчаные, зорташские пестроцветные вулканогенно-терригенные, пшартские пестроцветные вулканогенно-карбонатно-терригенные, хаврезские конгломератовые, аджирхские красноцветные вулканогенно-конгломератовые, бартангские вулканогенные (рис. 49).

Наиболее стабильной из палеогеновых структур была та, где распространены осадки джигикской фации рангульского типа разрезов. Здесь в палеогене, на фоне пологого рельефа, очевидно, возникла неглубокая медленно прогибавшаяся впадина. Она заполнялась континентальными красноцветными мелкозернистыми песчанистыми осадками кварц-полимиктового состава, содержащими маломощные прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов и глин. Эти осадки без заметного углового несогласия налегают на размытую поверхность маастрихтских известняков, имея в основании маломощные (0,5–1,0 м) базальные конгломераты. Примечательно, что, несмотря на карбонатный состав подстилающих пород, эти конгломераты на 90% состоят из кварцевой гальки, а на остальные 10% приходятся обломки кремней и палеозойских сланцев. Такой состав, по-видимому, указывает на значительную унаследованность палеогеновой впадины по отношению к меловой структуре (нет обломков меловых пород) и удаленность областей сноса (преобладание обломков кварца).

Видимая максимальная мощность палеогеновых отложений в этой структуре достигает 100–200 м.

В районе накопления зорташской фации, после перерыва на границе мела и палеогена, снова заложилась сравнительно быстро прогибавшаяся отрицательная структура. Однако площадь ее была несколько меньше площади мелового прогибания, о чем свидетельствует появление гальки рудистовых известняков в базальных конгломератах. Заложение этой структуры сопровождалось вспышкой вулканической деятельности андезитового состава, которая происхо-



дила в обстановке активного роста смежных положительных структур, состоявших в основном из карбонатных пород (прослой известняковых конгломератов в туфах). Затем вместе с увеличением темпа движений произошел спад вулканизма, и среди осадков главную роль начинают играть конгломераты. Состав конгломератов говорит об увеличении глубины эрозии (рост количества гальки терригенных пород) и частичном разрушении ранее образовавшихся продуктов вулканизма (гальки андезитов).

Данные осадки формировались в мелководном морском бассейне, вероятно, недалеко от берега. На это указывают особенности структуры, вторичных изменений и окраски эффузивов и присутствие фораминифер в карбонатном цементе некоторых конгломератов. Мощность конгломератов (500–300 м) и количество обломков вулканогенных и терригенных пород в их составе увеличиваются с запада на восток.

С течением времени либо спадал темп формирования областей размыва, либо происходило расширение бассейна седиментации. Это сказалось на постепенном уменьшении грубости осадков на фоне увеличения темпов прогибания. Действительно, грубообломочные осадки первого этапа сменяются преобладанием сначала песчаных, а затем алевритистых пестроцветных и красноватых отложений полимиктового состава. Вспышки вулканизма фиксируются наличием примеси туфогенного материала в осадках. Как и предыдущие, эти образования сформировались в мелководном бассейне, о чем свидетельствуют встречающиеся в них слепки нор раков *Callianassa* и следы ползающих организмов. Максимальная видимая мощность их превышает 400 м.

Некоторым сходством в развитии с предыдущей структурой обладает та, в которой накопились отложения пшартской фации. Возможно, они являются частями одного и того же бассейна седиментации, разобщенными в процессе позднейшего тектогенеза.

Как и в только что рассмотренном примере, в ее развитии выделяются два этапа: весьма активный, начальный, и более спокойный, заключительный.

Сначала, перед фронтом растущей с увеличивающейся скоростью областью размыва на месте Рушанско-Пшартской зоны на размытой поверхности сенонских пород закладывался прогиб, который заполнялся продуктами разрушения этой области. Они сперва образовали песчано-гравийные осадки с горизонтированными карбонатными илами, загрязненными псаммитовыми обломками, сменяющиеся вверх по разрезу в основном грубыми конгломератовыми образованиями. Мощность этой базальной пачки колеблется от 150 до 300 м.

Дальнейшее развитие структуры привело к вспышке вулканизма и накоплению лав и пирокластов андезит-базальтового состава, сильно измененных вторичными процессами. Причем если в зорташской фации преобладают туфы, то здесь появляются лавовые потоки, указывающие на близость вулканических центров. Те же признаки, что и в зорташской фации, определяют образование эффузивов при подводной вулканической деятельности (зеленокаменное перерождение, альбитизация и карбонатизация, структура, текстура и окраска пород).

Правда, здесь вулканическая деятельность продолжалась почти до конца начального этапа развития, хотя иногда эффузивы перекрываются пачкой конгломератов с прослоями песчаников и туфопесчаников, близких по составу зорташским, мощностью до 150 м.

На заключительном этапе произошло уменьшение темпов роста положительных структур и отложение пестроцветных карбонатно-песчаных осадков мощностью до 300 м.

Позднее, чем только что рассмотренные, заложились структура, где сформировались хаврезские фации (чабарангский тип разреза). Они возникли, по-видимому, в момент ослабления палеогенового вулканизма, так как эффузивный материал в них присутствует в основном в виде переотложенных обломков вулканогенных пород.

Отложения данной фации начинаются маломощной (до 20 м) пачкой пестроцветных карбонатно-туфопесчаных осадков с фрагментами вулканогенных пород андезитового состава. Вверх по разрезу нарастает карбонатность осадков и

одновременно в них увеличивается количество галек карбонатных и эффузивных пород. Это говорит об увеличении контрастности движений и энергичном разрушении растущих структур. Такой процесс привел к накоплению конгломератов (мощностью больше 300 м), которые в подчиненном количестве содержат песчаные и карбонатные осадки. Конгломераты сложены главным образом гальками разнообразных известняков, в том числе рудистовых, наряду с которыми имеются обломки лав и туфов андезитов. Состав галек говорит о сокращении по сравнению с сеноном площади седиментации и, как и в предыдущих фациях, — о частичном разрушении вулканических аппаратов. В то же время вулканическая деятельность в момент образования данных отложений не совсем прекратилась, так как в них присутствуют прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. На то, что эти осадки формировались в мелководно-морских или прибрежных условиях, указывают высокая карбонатность их цемента, прослои известняков, преобладание сероватых, зеленоватых и желтоватых тонов окраски и, наконец, общее сходство, по составу с теми зорташскими отложениями, где были обнаружены форминиферы.

Возможно, хаврезские конгломераты образовались только во вторую половину начального этапа формирования зорташской и пшартской фаций, так как аналоги осадков заключительного этапа здесь отсутствуют. Однако не исключено, что они заполняли прогиб в течение большей части палеоцена и эоцена, потому что перекрывающие их олигоценовые образования не обнаруживают заметных угловых несогласий, несмотря на четко фиксируемый размыв в основании. Такие же структурные соотношения эти образования имеют с пшартскими отложениями.

Осадки аджирхской фации отложились, по-видимому, на краю структуры, начало формирования которой приходилось на маастрихтский век, но было прервано в конце позднего мела. Стиль ее палеогенового развития в целом сходен с тем, который был описан при характеристике уже рассмотренных фаций.

Сначала она испытывала умеренные прогибания, сопровождавшиеся подводной вулканической деятельностью андезито-базальтового состава. Поэтому в нижней части разреза данной фации преобладают мелководные вулканогенно-осадочные отложения, несущие следы внутренних перемывов. Они лежат на размытой поверхности маастрихтских известняков и содержат их обломки в базальных горизонтах. Эти отложения состоят из чередования конгломератовых и туфоконгломератовых, песчаных и туфопесчаных, туфовых, мергелистых, шламово-детритусовых, песчанистых и хемогенных карбонатных осадков и включают горизонты лав и туфобрекчий карбонатизированных андезитов и андезито-базальтов. Данные образования имеют пеструю окраску, в которой вверх по разрезу начинают преобладать красноватые тона. Также вверх по разрезу растет количество эффузивных пород. Среди этих отложений наибольший объем имеют песчанистые осадки, а мощность их не менее 80 м, но быстро увеличивается с востока на запад и в сторону районов распространения бартангской фации.

С течением времени темп развития данного прогиба и примыкающих к нему областей размыва резко увеличивался, а вулканизм, как и в рассмотренных случаях, затихал. Поэтому основная масса осадков, заполняющих его, представлена конгломератами мощностью несколько сотен метров. Судя по составу галек в конгломератах, при заполнении прогиба разрушению подверглись как структуры, сложенные породами Рушанско-Пшартской зоны, так и структуры, образованные более молодыми, в большинстве карбонатными породами, в том числе — верхнемеловыми известняками.

К внутренним частям того же самого прогиба приурочены отложения бартангской фации, которые Х.С. Тадждинов (1963) считает продуктом подводного вулканизма. Образование его сопровождалось трещинными излияниями огромного количества лав андезитов и андезито-базальтов, подвергшихся затем зеленокаменному изменению и превращенных в различной степени карбонатизированные альбитофиры мощностью от 600 до 1000 м.

Затем с нарастанием скорости и контрастности тектонических движений в заполнении прогиба все большую роль начинали играть грубообломочные осадки, а трещинный вулканизм сменился взрывным среднекислого состава. Поэтому почти чистые вулканогенные образования начального этапа сменялись со временем вулканогенно-конгломератовыми, среди которых эффузивы представлены главным образом пирокластами риолитового и риолит-дацитового состава. Количество туфоконгломератов растет вверх по разрезу с юго-запада на северо-восток. Цементированы они карбонатизированными кислыми туфами. В составе обломков основной массы туфоконгломератов вверх по разрезу нарастает количество терригенных и (меньше) карбонатных пород. Однако в северо-восточном направлении одновременно с уменьшением мощности наблюдается обратная картина в изменении состава обломков.

Конгломерат-пирокластические образования достигают мощности, превышающей 2500 м в наиболее полных разрезах на западе структуры.

В конце ее развития тектонические движения ослабевали, что обуславливало заполнение прогиба пестроцветными мергельно-туфовыми отложениями небольшой (до 300 м) мощности и лагунного облика.

Х.С. Тадждинов (1968) справедливо объединяет эффузивы этой фации в доскладчатую андезит-риолитовую формацию, выделенную Ю.А. Кузнецовым (1964), образование которой связано с заключительным этапом геосинклинального развития и началом орогенной стадии в тектонической истории данного региона.

В районе распространения убагнского типа разрезов в течение палеоцена и эоцена осадконакопления не происходило, либо оно было весьма незначительно и впоследствии следы его были уничтожены эрозией. Весьма вероятно, что в этот период на данной структуре располагались вулканические центры, тоже позднее денудированные. Об этом говорит распространение здесь даек, силлов и даже лакколитоподобных тел в меловых и более древних породах.

#### Фации отложений олигоцена — миоцена

В конце эоцена — олигоцене, по-видимому, начался завершающий тектогенез, в процессе которого была окончательно сформирована современная структура Центрального Памира. Поэтому в олигоцене резко сократилась площадь структур, благоприятных для более или менее устойчивой седиментации. Следы таких структур можно обнаружить только среди отложений чабарангского и пшартского типов, где соответственно выделяются осадки хаврезской и джарской вулканогенно-осадочных фаций (рис. 50). Обе структуры прошли сходный путь развития, который, правда, полнее зафиксирован в осадках джарской фации. Интересно, что это развитие по основным этапам очень похоже на то, которое было характерно для существовавших здесь ранее палеоцен-эоценовых прогибов.

В районе распространения хаврезской фации оно начиналось с вулканической деятельности, сопровождавшей возобновление прогибания после перерыва в конце эоцена. Эффузивные образования состоят из лав и туфов оливиновых и плагиобазальтов, долеритов. Эти породы в разной степени подверглись вторичным изменениям (альбитизации, карбонатизации, окислению), из-за чего окрашены в фиолетовые, коричневатые и зеленоватые тона. Минимальная мощность эффузивов около 100 м, но она увеличивается с востока на запад до нескольких сотен метров. Эффузивы содержат прослойки туфоконгломератов, гравелитов и туфопесчаников, количество которых нарастает со временем.

На следующем этапе вулканическая деятельность постепенно затихала и прогиб начинал заполняться преимущественно красноцветным вулканомиктовым и кварц-полимиктовым, меньше туфогенным песчанистым материалом с обильной примесью карбоната в цементе. Эти осадки содержат в основании горизонты туфоконгломератов и гравелитов, состав которых указывает на частичный перемыв ранее образовавшихся вулканогенных пород.

Появление песчанистых осадков видимой мощностью больше 150 м отмечает некоторое замедление тектонических движений. Любопытно, что осадки

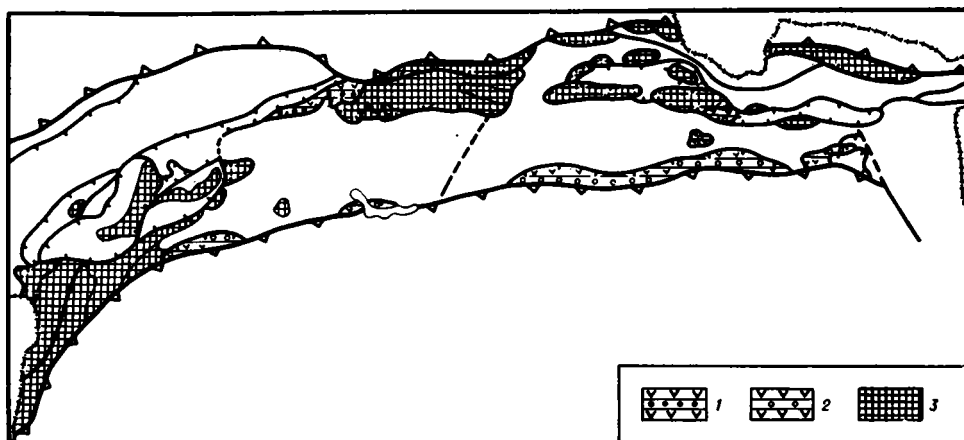


Рис. 50. Схема распределения в современной структуре фаций отложений олигоцена - миоцена

1 - хаврезские фации; 2 - джарские фации; 3 - область размыва

обнаруживают элементы ритмичного строения, которые будут рассмотрены ниже при описании сходных образований в джарской фации.

Возможно, второй этап был завершающим в развитии данного прогиба, который при следующей активизации движений был вовлечен в складчатость, так как более молодых отложений в составе хаврезской фации не обнаружено.

Сложнее и дольше была история той структуры, где сформировались осадки джарской фации.

Заложение ее также связано с новой активизацией тектонических движений и сопровождалось образованием вулканогенно-конгломератовых отложений мощностью не менее 200 м.

Продукты вулканизма здесь состоят из лав и туфов андезитов-базальтов, оливковых базальтов, долеритов, муджиэритов, трахибазальтов фиолетового, зеленоватого, серого и коричневого цвета. Состав обломков в конгломератах и туфоконгломератах указывает на разрушение структур, сложенных породами как Рушанско-Пшартской зоны, так и Центрального Памира. Они поставляли материал в остаточный прогиб, заложившийся без заметных предшествующих дислокаций на размытой поверхности палеоцен-эоценовых пород. Конгломераты и песчаники терригенной части этих отложений обладают высоким содержанием карбоната в цементе.

Со следующим этапом развития этой структуры связано образование толщи ритмично-слоистых песчаных осадков. Они состоят из чередования мелко-, средне- и крупнозернистых туфопесчаников. Чередуются песчаники следующим образом: среднезернистые - мелкозернистые - крупнозернистые - среднезернистые - мелкозернистые - крупнозернистые и т.д. Мощность отдельных горизонтов толщи увеличивается от 0,5 м в начале накопления до 2-3 м в конце.

В основании и верхах разреза этой толщи мощностью до 300 м имеются линзы известняковых и полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Окрашена она в красноватые и сиреневые тона. Ее осадки также характеризуются высокой карбонатностью цемента.

В отличие от палеоцен-эоценового этапа на заключительной стадии развития этой структуры темп тектонических движений снова усилился. В это время опять появились грубообломочные конгломератовые осадки, в которых содержалось большое количество гальки известняков, заключенных в песчано-карбонатном цементе. Видимая мощность данных конгломератов превышает 150 м.

Повышенная карбонатность цемента отложений, заполняющих эту структуру, заставляет подозревать, что они формировались в подводных условиях в выходящем морском или озерном бассейне.

Активизация тектонических движений в конце формирования отложений джарской фации, вероятно, явилась началом заключительного тектогенеза на территории Центрального Памира.

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА В МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПЕРИОДАХ

Рассмотренный выше материал о меловых и палеогеновых отложениях и их положении в современной структуре позволяет сделать ряд выводов о тектоническом развитии Центрального Памира в это время.

1. Тектонические движения на границе юрского и мелового периодов привели к перерыву в осадконакоплении в пределах большинства ранее существовавших бассейнов, но не сопровождались существенными складчатыми деформациями. Они обусловили резкое изменение типа седиментации, в результате которого на смену нормальным морским карбонатным отложениями верхнеюрской эпохи пришли мелководные и субаэральные пестроцветные и красноцветные преимущественно терригенные образования, накопление которых сопровождалось вспышками вулканической деятельности в палеогене.

2. Движения в начале мелового периода привели к сокращению областей седиментации и образованию мелководных бассейнов с широким распространением красноцветных и пестроцветных осадков. Наиболее глубоко и устойчиво развивавшиеся меловые структуры закладывались в тех местах, где энергичное юрское прогибание обусловило формирование самых мощных терригенно-карбонатных отложений этого периода. Исключение составляют районы распространения рангульского типа отложений, где еще в конце юры формировалась слабо прогибающаяся структура, в которой накапливались лагунно-морские осадки. Эта относительно стабильная обстановка продолжала здесь существовать на протяжении почти всего мела и, вероятно, палеогена.

3. Основные движения мелового периода тектонического развития, возможно, заключались в образовании покровов, надвигавшихся в виде слабо деформируемых пластин, перед фронтом которых отлагались ритмично-слоистые породы красноцветного "флиша". Одной из таких пластин, возможно, является район распространения юрских отложений кударинского фациального комплекса.

4. Ослабление движений происходило в начале сенона и достигло максимума в маастрихте, когда широко распространяются карбонатные осадки. В этот момент даже длительно существовавшие области денудации (юрская кударинская "зона") покрываются мелководным морем.

5. В палеогене происходило частичное перераспределение районов аккумуляции и денудации. Наиболее устойчиво и глубоко прогибавшиеся структуры образовались на месте меловых положительных структур (бартагский тип разреза) или в тех районах, где в мелу, особенно позднем, происходило постепенное замедление прогибания (пшартский тип разреза). В то же время на месте непрерывно и длительно развивавшихся в юре и мелу прогибов возникли области денудации (убагнский тип разреза). Только бассейны, резко увеличившие скорость прогибания в позднем сеноне, сохранили ту же тенденцию в палеогене, но темп развития их был все же меньше, чем в новообразованных структурах (зоташский тип разреза).

6. Частичная перестройка структурного плана, возможно, связана со сменой направления преимущественного относительного перемещения горных масс (и давления структурообразующих сил?), о чем можно судить по положению мел-палеогеновых отложений разных типов разрезов в современной

структуре покровов. На востоке Центрального Памира отложения рангкульского типа разреза, судя по составу, накопившиеся на границе с Северным Памиром, встречаются на севере, в зоне Танымасского надвига и в нижних пластинках акбайтальских покровов. В то же время распространенные на юге вдоль Рушанско-Пшартского надвига породы пшартского типа разреза слагают пластины, надвинутые на образования первого типа. Такое строение может быть объяснено сменой первоначального смещения масс к югу последующим их движением к северу. На западе картина обратная: здесь накопившиеся перед фронтом Рушанско-Пшартского надвига отложения бартангского типа сейчас расположены под Язгулемским покровом. Область смены знака перемещений в палеогене могла располагаться примерно в районе современной долины р. Кокуйбельсу.

7. В палеоцене - эоцене, вначале, очевидно, в связи с частичной перестройкой структурного плана происходили образование преимущественно грубообломочных осадков и вспышка вулканической деятельности андезито-риолитового состава.

8. После перестройки структурного плана началось более спокойное развитие новообразованных структур. Это отразилось в преобладании тонкообломочных отложений в верхах палеоцен-эоценового разреза.

9. В олигоцене - начале миоцена началась заключительная стадия формирования структуры Центрального Памира, когда в тектогенез вовлекалось большинство ранее существовавших седиментационных бассейнов. Реликтовые бассейны седиментации демонстрируют повторенный в миниатюре ход развития палеоцен-эоценовых прогибов. Здесь тоже сначала формировались грубообломочные осадки и проявлялся субщелочной базальтовый вулканизм. Эти образования, вероятно, возникли в связи с резким сокращением площади прогибов. А вспышка на ограниченной площади субщелочной основной вулканической деятельности свидетельствовала о необычно раннем (в начале заключительной стадии орогенного этапа) возникновении условий для проявления процессов магматизма, более характерных для платформенной обстановки. Это, вероятно, обусловлено особенностями всей тектонической истории данного региона.

Со временем режим развития стабилизировался и в остаточных прогибах появились даже ритмичные песчаные отложения небольшой мощности, которые только накануне их вовлечения в складчатость сменились конгломератами.

10. Таким образом, палеоцен - эоцен, очевидно, был временем заложения тех элементов, из которых к началу плиоцена окончательно сформировалась современная покровная структура Центрального Памира, так как с этого времени началось накопление отложений "бахмалджилгинского комплекса" (Васильев, 1966), заполнявшего наложенные впадины.

11. Как следует из изложенного, в тектоническом развитии Центрального Памира намечаются три этапа: меловой, палеоцен - эоценовый и олигоцен - миоценовый. Каждый из них начинался ускорением дифференциальных движений с накоплением более грубых осадков, а завершался их постепенным ослаблением и преобладанием в седиментационных бассейнах карбонатных или сравнительно тонкообломочных отложений. Аналогичные процессы здесь происходили в верхнем триасе и юре, когда до середины бата накапливались мощные терригенные толщи, сменившиеся позднее преимущественно карбонатными отложениями. Следовательно, в мелу и палеогене сохранилась тенденция к увеличению подвижности, наметившаяся ранее. При этом заметно ускорилось развитие частных структур, которые проходили те же циклы за все более короткие промежутки времени. В течение мела и палеогена, судя по мощностям осадков, амплитуды деформаций в отличие от Юго-Восточного Памира в общем были близки к тем, которые характерны для верхнего триаса и юры. Правда, от этапа к этапу они постепенно уменьшались пропорционально сокращению их продолжительности. Существование этапов указывает на импульсное возрастание скорости развития структуры Центрального Памира.

12. На развитие меловых и палеогеновых структур заметное влияние оказало то триасово-юрское основание, на котором они заложены, т.е. наблюдается определенная унаследованность в развитии раннемезозойских и более поздних структур. Это, очевидно, обусловлено тем, что, несмотря на широко проявленные движения на границе юрского и мелового периодов, те различные участки земной коры, на которых формировались разные структуры, сложенные триасовыми и юрскими породами, сохранили и в меловое время прежнюю сугубо индивидуальную способность к вполне определенной реакции на возникающие тектонические напряжения, свою, так сказать, компетентность по отношению к ним.

Последний вывод, несомненно, справедлив и для зоны Юго-Восточного Памира.

## ИСТОРИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ПАМИРА

После известной работы В.А. Николаева (1936) первое обобщение на основе материалов, собранных в 50-х начале 60-х годов об истории магматизма на территории этого региона было сделано В.И. Будановым (1964). В дальнейшем вопросом периодизации магматической деятельности занимался А.М. Месхи. Предложенная им схема уточнялась Р.Т. Беляевой и А.Н. Шостацким (1969). Недавно появилась работа В.С. Луткова, Г.С. Аверьянова, В.И. Козырева (1971), в которой детализируются и несколько по-новому рассматриваются этапы гранитоидного магматизма Северного Памира в связи с его геологической историей.

К настоящему времени уже выкристаллизовалось более или менее единое мнение об относительной последовательности становления гранитоидов, а споры ведутся главным образом по поводу времени их образования. Дело в том, что, как правило, гранитоиды Памира трансгрессивно не перекрываются осадочными породами древнее неогеновых. А самыми древними отложениями, где есть обломки некоторых из них, являются палеогеновые образования. Поэтому их возраст определяется, исходя из теоретических представлений о геологической истории Памира и зависит от точки зрения на нее того или иного исследователя.

Между тем сейчас почти для всех интрузий Памира сделаны массовые определения абсолютного возраста К-Аг —методом, цифры которых имеют хорошую сходимость по различным группам гранитоидов (Крылов, Силин, 1963; Буданов, Борщевский, Гаврилов, 1964; Буданов, Месхи, Крылов, 1964; Таджинов, 1964, 1968, 1969; Халилов, 1966, 1968, 1969; Халилов и др., 1966; Дмитриев и др., 1969; Лутков и др., 1969; Шанин и др., 1969). Эта массовость позволяет рассматривать полученные данные как объективный материал о времени проявления отдельных этапов гранитоидного магматизма.

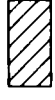
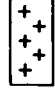
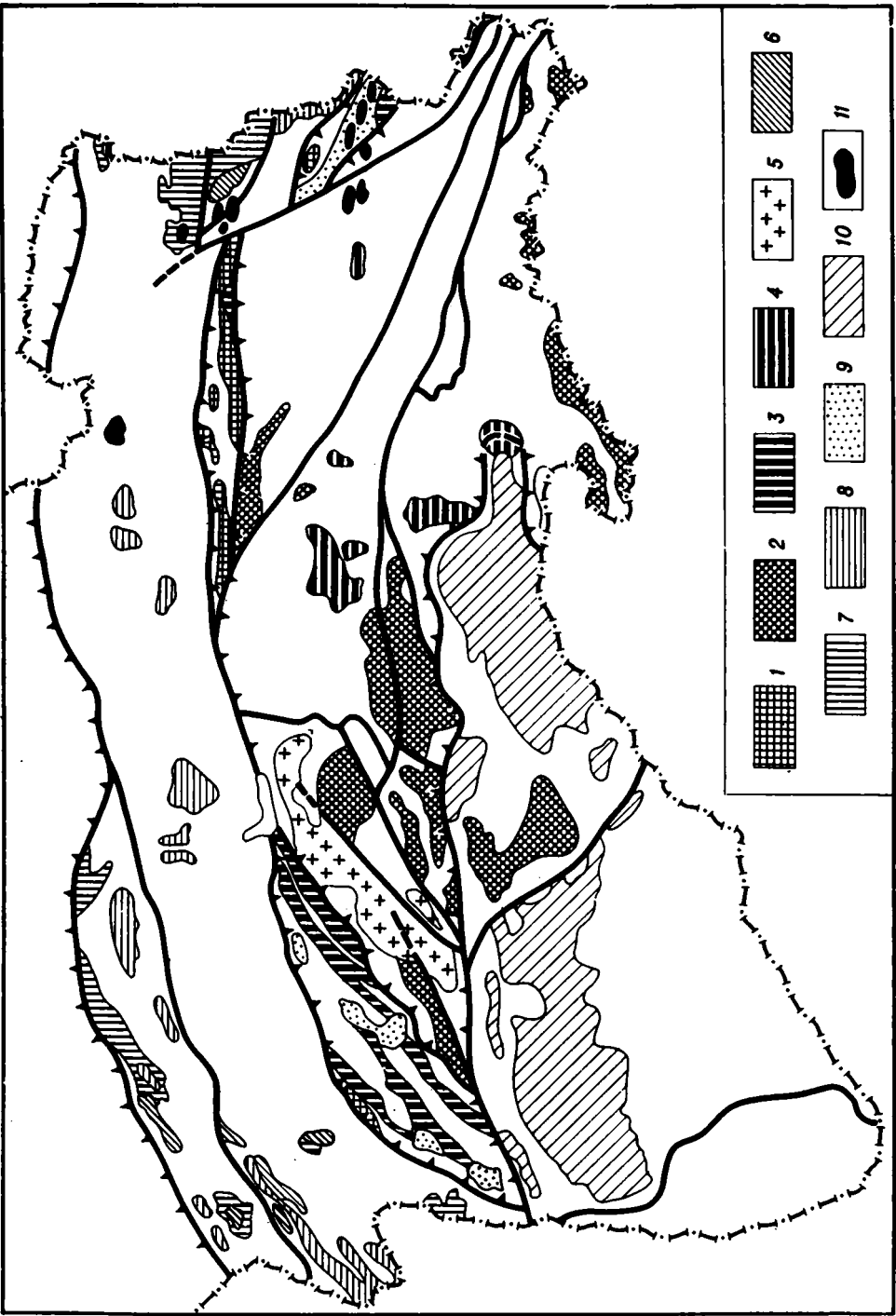
Для периодизации гранитоидного магматизма за основу взята схема А.М. Месхи, уточненная и обобщенная Л.Н. Афиногеновой (1968). Одновременно учтены замечания Р.Т. Беляевой и А.Н. Шостацкого в 1969 г. по интрузиям Рушанского хребта и данные В.С. Луткова, Г.С. Аверьянова и В.И. Козырева (1971) по Северному Памиру.

Наиболее ранние мезозойские гранитоиды появились на Северном Памире. Здесь, завершая геосинклинальное развитие данной зоны, образуется комплекс позднеорогенных гранитоидов калиевого ряда, превышающий по площади (1500 км<sup>2</sup>) интрузивный магматизм всех предыдущих этапов. Главная масса пород представлена порфиридовидными биотитовыми гранитами. Они образовались на протяжении триасового и юрского периодов (231–152 млн. лет).

На территории, расположенной южнее зоны Северного Памира, гранитоидный магматизм в нарастающих масштабах проявился, начиная с юрского периода (рис. 51).

Самые древние (198–150 млн. лет) интрузии гнейсовидных юрских гранодиоритов появляются в Рушанско-Пшартской зоне и сосредоточены в основном в ее восточной половине. Здесь же располагаются наиболее ранние меловые





(109–70 млн.лет) гнейсовидные и двуслюдяные, часто с турмалином, согласные тела гранитов, которые А.М. Месхи рассматривает в качестве формации гранитоидных батолитов. Таким образом, на протяжении юрского и особенно мелового периодов здесь, по-видимому, постепенно формировалась положительная структура, которая к палеогену была уже в значительной степени консолидирована, чему не противоречит отсутствие в ее пределах меловых и палеогеновых отложений.

На Юго-Восточном Памире гранитоидный магматизм начался в середине мелового периода (95–80 млн.лет), но ограничился формированием согласных тел гранодиоритов гипабиссального облика и согласных и дискордантных тел умеренно кислых порфириовидных гранитов. Только на западе в палеоцен – эоцене (65–51 млн.лет) образовались контаминированные порфириовидные и разномзернистые граниты и гранодиориты рушанского типа.

Интересно, что проявление верхнемелового магматизма на Юго-Восточном Памире совпало с резким сокращением осадконакопления в его пределах в это время. А после его проявления также резко сократились масштабы вулканизма, который, к тому же приобрел субщелочной характер. Одновременно ускорился темп развития палеогеновых структур.

Верхнемеловой гранитоидный магматизм, вместе со сменой типа осадкообразования, вероятно, явился отражением на данной территории процессов каракорумской складчатости, которая, по данным Г. де Терра (Terра, 1932а,б), на рубеже раннего и позднего мела завершила формирование складчатой системы на территории мезозойской геосинклинали Восточного Каракорума и Трансгималаев. Широкие масштабы этого магматизма, по-видимому, обусловили разный тип альпийских деформаций на Юго-Восточном и Центральном Памире, так как первый к моменту начала завершающей складчатости обладал большей жесткостью.

На Центральном Памире магматизм начался в палеогене с формирования диоритового интрузивного комплекса в положительных структурах и вулканической деятельности в прогибах (72–44 млн.лет) и почти непрерывно и в нарастающих масштабах продолжался в течение всего палеогена.

Так, в эоцене (53–41 млн.лет) возникли обширные согласные тела гранитов и гранодиоритов, обнажающиеся в Ванчском хребте и на востоке Центрального Памира. Формирование этих тел, возможно, связано с нарастанием сжатия перед пароксизмом завершающей складчатости, общим разогревом терри-

---

Рис. 51. Схема размещения разновозрастных гранитоидных интрузий в тектонических зонах Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира

1 – раннеджизевские порфиробластические конкордантные гранодиориты с заметной гнейсовидностью (198–150 млн.лет); 2 – аличурские конкордантные гранодиориты гипабиссального облика (95–90 млн.лет); 3 – позднеджизевские гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные конкордантные граниты формации гранитоидных батолитов (108–70 млн.лет); 4 – башгумбесские дискордантные умеренно кислые граниты, резко порфириовидные и слабо измененные в южных массивах, но слабо порфириовидные и интенсивно измененные в северных массивах (базардаринский тип, 90–80 млн.лет); 5 – башгумбесские контаминированные порфириовидные и равномернозернистые гранитоиды рушанского типа, образующие пластовые тела (68–51 млн.лет); 6 – габбро-диориты и кварцевые диориты диоритового комплекса (72–44 млн.лет); 7 – конкордантные интрузии гранодиорит-гранитового комплекса (53–41 млн.лет); 8 – конкордантные разгнейсованные субщелочные граниты (36–14 млн.лет); 9 – дискордантные хуфские порфириовидные, реже равномернозернистые граниты, контаминированные в Рушанском (48–36 млн.лет) и автометасоматически адьбитизированные в Сарыкольском (30–28 млн.лет) хребтах, обладающие повышенной основностью и щелочностью; 10 – памиро-шугнонские биотитовые и двуслюдяные ультракислые граниты со слабой гнейсовидностью (33–21 млн.лет); 11 – малые интрузии комплекса щелочных пород (17–12 млн.лет)

тории и созданием условий для проявления тех сложнейших тектонических деформаций, которые возникли затем на Центральном Памире. К этому же времени, очевидно, приурочено и частичное изменение структурного плана в данной зоне.

Активация тектоно-магматических процессов в это время затронула и Рущанско-Пшартскую зону, где на западе почти синхронно (48-36 млн.лет), а на востоке в олигоцене (30-23 млн.лет) возник комплекс дискордантных хуфских гранитов повышенной щелочности и основности.

Если граниты и гранодиориты располагаются в основном среди докембрийских пород, то последний, олигоцен-неогеновый (36-14 млн.лет) комплекс субщелочных гранитоидов приурочен главным образом к триасово-юрским породам. Эти складчатые метасоматические и палингенные интрузии образовались, по-видимому, на завершающих этапах альпийского тектогенеза, за счет энергии которого подверглись метаморфизму разновозрастные, вплоть до палеогеновых породы. С наибольшей силой этот метаморфизм проявился в докембрийских образованиях, где порой достигает амфиболитовой фации (Дюфур и др., 1970).

О высокой энергии процессов альпийского тектогенеза свидетельствует также становление в олигоцене - неогене (32-21 млн.лет) грандиозного Памиро-Шугнанского батолита на территории Юго-Западного Памира, сложенного биотитовыми и двуслюдяными ультракислыми гранитами. С этим же временем (32-9 млн.лет) связан повторный метаморфизм древних толщ данного региона (Шанин и др., 1969).

Очевидно, после завершения основных процессов тектогенеза со вступлением Памира в новую, эпигеосинклиналиную, стадию развития связано внедрение в форме малых интрузий и трубок взрыва комплекса щелочных пород (17-12 млн.лет) - сиенит-порфиоров, граносиенит-порфиоров, псевдолейцитовых сиенитов, камптонитов, фергуситов и др. (Дмитриев и др., 1964). Они группируются в пояса, секущие основные тектонические зоны Памира.

Таким образом, проявления гранитоидного магматизма на Памире тесно связаны с основными этапами формирования его структуры.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВОГО  
И ПАЛЕОГЕНОВОГО РАЗВИТИЯ ПАМИРА, ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ  
И НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ БОЛЕЕ ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ  
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

**РОЛЬ МЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО ПЕРИОДОВ  
В ТЕКТЕНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ПАМИРА**

Рубеж юрского и мелового периодов был временем вступления Памира в завершающую стадию формирования его современной структуры.

К этому времени на Северном Памире, вероятно, сформировалась складчатая система и возникло краевое поднятие. Образование складчатой системы на месте Рушанско-Пшартской зоны, начавшись в юре, завершилось, по-видимому, только в меловом периоде. Те же участки земной коры, на которых распространены различные мезозойские структурно-фациальные комплексы в современных зонах Центрального и Юго-Восточного Памира, не подверглись сколько-нибудь серьезным складчатым деформациям, а движения здесь проявились в основном либо в формировании пологих сводов, либо в перемещении слабо деформируемых тектонических пластин, так как меловые отложения залегают на более древних мезозойских породах почти повсюду без существенных угловых несогласий. На важную роль этого рубежа в истории Памира указывает только смена типа седиментации.

С мелового периода происходило постоянно нарастающее ускорение тектонических процессов, которое в неогене завершилось образованием на всей территории Памира складчатой области с характерной альпинотипной структурой как ее внутренних частей (Центральный и Южный Памир), так и периферических (Дарваз-Заалайская зона).

Для этой складчатой области характерно широкое распространение кровно-надвиговой тектоники; обильный и разнообразный меловой и третичный гранитоидный магматизм, в том числе батолитового типа; энергичный метаморфизм, захвативший как древние, так и молодые (до палеогена) толщи; единый план дислокаций палеозойских, мезозойских и палеогеновых образований в пределах большинства тектонических зон.

Наконец, следует еще раз подчеркнуть структурную (если не пространственную) унаследованность в развитии мел-палеогеновых структур по отношению к раннемезозойским, а может быть и палеозойским (Юго-Восточный Памир). Она отражает сохранение домеловой тектонической анизотропности различных участков земной коры в этом регионе по крайней мере до конца эоцена.

Таким образом, завершение образования складчатой структуры Памира совпадает во времени с аналогичным процессом в других регионах Альпийской складчатой области (Муратов, 1963).

**СРАВНЕНИЕ МЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО РАЗВИТИЯ  
ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Фациальный состав меловых и палеогеновых отложений Памира отличается от того, который характерен для типичных районов альпийского тектогенеза. Основное отличие заключается в отсутствии среди образований мела и палеогена флиша и в широком распространении пестроцветных и красноцветных отло-

жений. Последние сходны с теми, которые встречаются в расположенных севернее областях эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня. Тем не менее, это сходство лишь кажущееся.

Если сравнить меловые и палеогеновые породы Центрального и Юго-Восточного Памира с одновозрастными отложениями, распространенными в соизмеримых по масштабу структурах Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алай и Ферганская впадина), ближе всего расположенных к Памиру, то сразу бросится в глаза резкая разница между теми и другими.

Прежде всего они имеют разное структурное положение.

На Южном Тянь-Шане к середине перми образуется складчатая область и, начиная с этого времени, все более молодые структуры здесь имеют резко наложенный характер, в лучшем случае наследуя план позднеорогенных дислокаций. Триасово-юрская седиментация в этом районе была резко ограниченной по площади. Поэтому меловые и более молодые породы часто налегают непосредственно на образования палеозойского складчатого фундамента.

На Памире наблюдается совершенно противоположная картина. Здесь, на Центральном и Южном Памире, не возникла палеозойская складчатая область, а на Северном Памире она сформировалась, скорее всего, к юрскому периоду. Вследствие этого раннемезозойские структуры в значительной степени наследуют верхнепалеозойский структурный план. В свою очередь, мел-палеогеновые прогибы развиваются под заметным влиянием раннемезозойских, демонстрируя структурную унаследованность по отношению к ним.

Так же резко те и другие отложения отличаются по составу.

В Гиссаро-Алае (Леонув, 1961) нижнемеловые отложения состоят из красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями заглипсованных глин и известняков в самых верхах разреза, которые на южном склоне налегают на палеозойские и нижне-среднеюрские породы. Во внутренних частях преобладают песчаники. Мощность красноцветов не превышает 400-600 м.

В Ферганской впадине в нижнем мелу и сеномане в наиболее прогнутых частях образовались красноцветные мергели с редкими прослоями красноцветных же косослоистых песчаников. В основании и верхах разреза в них имеются пакки грубых песчаников и конгломератов. Суммарная мощность этих осадков незначительно больше 1000 м в наиболее полных разрезах (Геология СССР, 1954).

Эти отложения несколько похожи на одновозрастные породы рангкульского типа. Однако здесь полностью отсутствует та мощная толща ритмично-слоистых образований, которая весьма характерна для меловых отложений Центрального Памира, и вулканогенные породы дацит-риолитового состава, имеющиеся на Юго-Восточном Памире.

Правда, в Тянь-Шане встречаются эффузивные породы в районе Нарына и в Боомском ущелье, где они переслаиваются с базальтными нижнемеловыми конгломератами (Вонгаз, 1956). Но здесь это базальты, типичные для платформенных условий развития.

Верхнемеловые отложения на Памире и Южном Тянь-Шане представлены в значительной степени морскими и лагунными досенонскими отложениями. Однако во внутренних частях Гиссаро-Алая преобладают лагунные осадки. Мощность их достигает нескольких сотен метров.

В Ферганской впадине нормальные морские отложения имеют туронский возраст, карбонатно-глинистый состав и мощность до 100-150 м.

Досенонские отложения Тянь-Шаня больше всего похожи на одновозрастные породы рангкульского типа, но мощность их в несколько раз больше.

Сенонские породы только по южному краю Гиссаро-Алая имеют морской облик (известняки 100-200 м), а во внутренних частях - это лагунные песчано-глинистые осадки мощностью до 200 м (Суфи-Курган).

В Ферганской впадине в это время преобладают континентальные красноцветные песчано-глинистые отложения. Только в ее наиболее прогнутых частях

появляются лагунные карбонатно-песчано-глинистые отложения мощностью до 120 м.

Следовательно, в Южном Тянь-Шане практически отсутствуют сенонские нормальные морские отложения, аналогичные тем, которые широко распространены на Памире.

Резко отличаются от памирских палеогеновые породы Южного Тянь-Шаня и Ферганы. В палеогене на этой территории существовала очень спокойная тектоническая обстановка. Поэтому палеоцен-эоценовые образования представлены преимущественно лагунными карбонатно-песчано-глинистыми отложениями, сравнительно небольшой (до 250 м) мощности. Только на южном склоне Алайского хребта песчано-глинистые породы достигают мощности 500 м. Лишь в алайском ярусе здесь фиксируются морские осадки. Олигоцен-миоценовые отложения состоят из красноцветных песчано-глинистых пород массагетской серии, которые лишь в подчиненном количестве содержат конгломераты. Максимальная мощность их около 600 м.

Вулканическая деятельность в Южном Тянь-Шане отмечается к востоку от Гиссаро-Алая в Тоюнской мульде (Синицын, 1957). Однако эффузивы здесь представлены доолигоценными оливиновыми базальтами кайнотипного облика мощностью около 200 м.

Следовательно, палеогеновые отложения Южного Тянь-Шаня и Ферганы не имеют почти ничего общего с одновозрастными породами Центрального и Южного Памира.

Таким образом, между меловыми и палеогеновыми отложениями внутренних зон Памира и Тянь-Шаня больше различий, чем сходства. Иное положение в Дарваз-Заалайской зоне. Однако и здесь имеются отличия от мезо-кайнозойских отложений Гиссаро-Алая, о чем свидетельствует выделение здесь алайского и заалайского типов разрезов (Губин, 1960; Леонов, 1961). В частности, не имеют аналогов в Гиссаро-Алае мощные толщи триасово-юрских эффузивов андезит-базальтового состава и песчано-глинистых красноцветов нижнего мела с элементами ритмичного строения. Верхнемеловые и палеогеновые отложения Дарваз-Заалайской зоны содержат больше нормальных морских осадков и обладают повышенной мощностью по сравнению с тянь-шаньским. Разрыв в мощностях между теми и другими заметно увеличивается для олигоценовых пород и резко возрастает для плиоценовых отложений. Кроме того, последние во внешней зоне имеют и более грубый состав. Появление указанных отличий предопределено всем длительным ходом тектонической истории Южного Тянь-Шаня и Памира. Эти регионы различаются временем завершения геосинклинального развития, характером перехода от палеозойского к мезозойскому этапам, несовпадением главных эпох активизации дифференциальных тектонических движений на Северном Памире и во внешней зоне (триас, нижняя юра, олигоцен, плиоцен), с одной стороны, и на Южном Тянь-Шане (верхняя юра, нижний мел, эоцен и конец плиоцена), с другой, а также более высокой подвижностью Памира по сравнению с Тянь-Шанем в мезозое и кайнозое и существованием четких тектонических рубежей между ними (Швольман, 1964; Архипов, Швольман, 1966).

Наконец, на Тянь-Шане нет проявлений молодого гранитоидного, особенно батолитового магматизма и олигоцен-неогенового метаморфизма, которые столь характерны для Памира. В то же время в Гиссаро-Алае уже в триасе появляются малые интрузии щелочных пород (Баратов, 1966), которые на Памире образуются только в неогене (Дмитриев и др., 1964).

В силу изложенного Памир не может быть отнесен к областям эпиплатформенного орогенеза. Этому прежде всего противоречат наличие меловых толщ, обладающих ритмичной слоистостью, обильный дацит-риолитовый и андезит-риолитовый меловой и палеогеновый вулканизм, меловой и кайнозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм, единый план альпийских дислокаций от Южного Памира до Дарваз-Заалайской зоны.

## СРАВНЕНИЕ МЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО РАЗВИТИЯ ПАМИРА И НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ БОЛЕЕ ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Если сравнить состав меловых и палеогеновых отложений Памира с одновозрастными образованиями в Альпийской складчатой области Европы, то среди последних можно обнаружить сходные осадки.

Например, в зоне Гельветской группы покровов Альп в чехле Аарского массива имеются нижнемеловые мелководные, в том числе рудистовые известняки мощностью до 100 м. Интересно, что эти известняки по простиранию сменяются мощными ритмичными отложениями, состоящими из чередования кварц-глауконитовых песчаников, глинистых сланцев и мергелей (Трюмпи, 1965). Здесь же в Суббриансонской зоне в покрове Тарантез большая часть (свыше 900 м) эоценового "флиша" состоит из чередования песчаников и конгломератов (Ramsay, 1964). На востоке Австро-Альпийской зоны покровов известные сеннонские слои Гозау сложены песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами и мелководными известняками. Здесь же имеются на западе флишеподобные отложения (Симменский покров и гельминтоидный флиш). Наконец, после работ Ф. Элленбергера (Ellenberger, 1952) стало ясно, что в Альпах энергично проявился не только кайнозойский гранитоидный магматизм, но и молодой (не ранее эоцена) метаморфизм.

Таким образом, в Альпах известны мелководные карбонатные и грубообломочные, а также ритмично построенные меловые отложения. А эоценовые образования представлены не только типичным флишем, но и достаточно мощными песчано-конгломератовыми отложениями.

Восточнее, в зоне Среднегорья Болгарии, известен сеноман-туронский флишеоидный комплекс, в котором имеются локальные проявления андезит-базальтового вулканизма (Госев, 1970). Здесь же наряду с флишем встречаются верхнесенонские рудистовые известняки, которые образовались в тех же местах, где перед сеномом произошли тектонические движения. Кроме того, в Среднегорье в раннем сеноне была вспышка андезитового вулканизма, носившего подводный экструзивный характер. Наконец, в Болгарии широко и в разных тектонических зонах (Родопский массив, Крайштиды, Среднегорье) проявился андезит-риолитовый палеогеновый вулканизм (Горанов, Боянов, 1968).

Значительно больше общих черт в тектоническом развитии обнаруживается при сравнении Памира с некоторыми регионами азиатской части Альпийской складчатой области.

Например, в Иране, как и на Памире, основной тектогенез происходил в мелу и палеогене (Штекля, 1966; Stöcklin, 1968).

Тектонические движения на границе юры и мела привели к появлению за пределами складчатой системы Загроса регионального углового несогласия в основании меловых отложений и широкому распространению красноцветных базальтных горизонтов в основании баррем-аптских и более молодых меловых известняков. Однако степень этого несогласия неодинакова. Например, в Эльбрусе, где аптские известняки налегают на верхнеюрские, оно имеет лишь незначительную величину.

Верхнемеловые отложения представлены на этой территории преимущественно известняками и мергелями, мощность которых меняется в разных районах от нескольких сотен метров до первых километров. В мощных известняковых разрезах к югу от Большого Кавира в основании сенона и маастрихта имеются заметные угловые несогласия. А в Центральном Эльбрусе установлено проявление докампанских движений. Усиление тектогенеза в конце мела — начале палеогена привело в эоцене к вспышке обильного подводно-морского вулканизма основного и среднего состава в Центральном, Северном и Восточном Иране.

К олигоцену вулканизм затухает, и начинается завершающая стадия формирования современной структуры, а также образование горных хребтов Центрального Ирана и разделяющих их межгорных впадин. С этими процессами связано

становление многих интрузий гранитов и диоритов, образовавшихся после прекращения эоценового вулканизма.

Наибольший интерес представляло бы сравнение тектонического развития в мелу и палеогене Памира и Афганистана, особенно для оценки вероятных амплитуд горизонтальных движений на отдельных этапах их развития в это время. Однако территория последнего еще недостаточно изучена. Поэтому детального сопоставления между указанными регионами пока провести невозможно. Тем не менее некоторые любопытные закономерности в строении меловых и палеогеновых образований и их размещении в пространстве необходимо отметить.

В настоящее время на территории Афганистана разными исследователями выделено несколько тектонических зон, различающихся типами тектонического развития. Степень изученности этих зон неравномерна. Поэтому в дальнейшем, вероятно, в их пределах будут установлены более дробные тектонические единицы, которые позволят провести детальное историко-тектоническое сопоставление этой территории с Памиром. Пока же придется ограничиться беглым анализом распределения на площади тех зон, где сравнительно широко распространены образования мезозоя и палеогена, и отметить характерные особенности в строении последних (рис. 52).

На юге О. Ганс (Ganss, 1964) выделяет "флишевый трог юго-восточного Афганистана", в строении которого участвует мощная толща палеогенового флиша. Эта толща к северо-востоку от Кабула согласно налегает на верхнемеловые известняки (Меннесье, 1963а), а юго-западнее, в Пактии, она с базальными конгломератами несогласно перекрывает юрские и нижнемеловые аргиллиты и тонкослоистые известняки (Kaefer, 1967). Завершение формирования структуры этой зоны происходит в конце олигоцена - начале миоцена, так как с миоцена здесь закладываются межгорные впадины.

С северо-запада зона ограничена Чаманским разломом (Ganss, 1964), который в современной структуре является активно развивающимся левосторонним сдвигом (Wellman, 1966).

Аналоги "флишевого трога юго-восточного Афганистана" на Памире отсутствуют.

Северо-западнее, в бассейне рек Аргандаб и Гильменд, располагается следующая зона - Гильмендская (Славин, Мирзад, 1969). Она отличается чрезвычайно сложным строением, которое пока не до конца расшифровано. В строении зоны участвуют (Славин, Мирзад, 1969; Карапетов и др., 1971) в разной степени, но не сильно метаморфизованные сланцы и песчаники верхнего докембрия; залегающие с угловым и азимутальным несогласием известняки, в том числе доломитизированные с пачками терригенных пород кембрия - нижнего ордовика; песчаники и сланцы с прослоями известняков среднего ордовика - силура; известняки либо терригенные породы с пачками известняков в низах и верхах разреза нижнего и среднего девона; трансгрессивно (местами с базальным конгломератом) залегающие на более древних породах известняки или терригенные отложения с прослоями известняков верхнего девона; песчано-сланцевая толща карбона и, возможно, низов перми; лежащие трансгрессивно с базальными горизонтами и угловым несогласием и бокситоносными породами при перекрытии докарбонных образований известняки перми-норийского яруса верхнего триаса; терригенно-карбонатные и карбонатные отложения рэтского - байосского ярусов; известняки средней и верхней юры.

Верхнепалеозойские - юрские образования в этом районе похожи на те, которые встречаются на Юго-Восточном Памире, особенно в его Центральной (Истыкской) подзоне.

Однако наибольшее сходство имеют распространенные в обеих зонах меловые отложения. Как и на Юго-Восточном Памире, в нижнем мелу здесь образовались тонкообломочные, преимущественно песчаниковые породы с прослоями известняков, а в нижней половине разреза - и конгломератов. Эти породы залегают на юрских известняках с размывом, но без существенного углового несогласия. В верхнем мелу накопились конгломератовые толщи с прослоями известняков. Мощность меловых пород Афганистана в несколько раз больше,



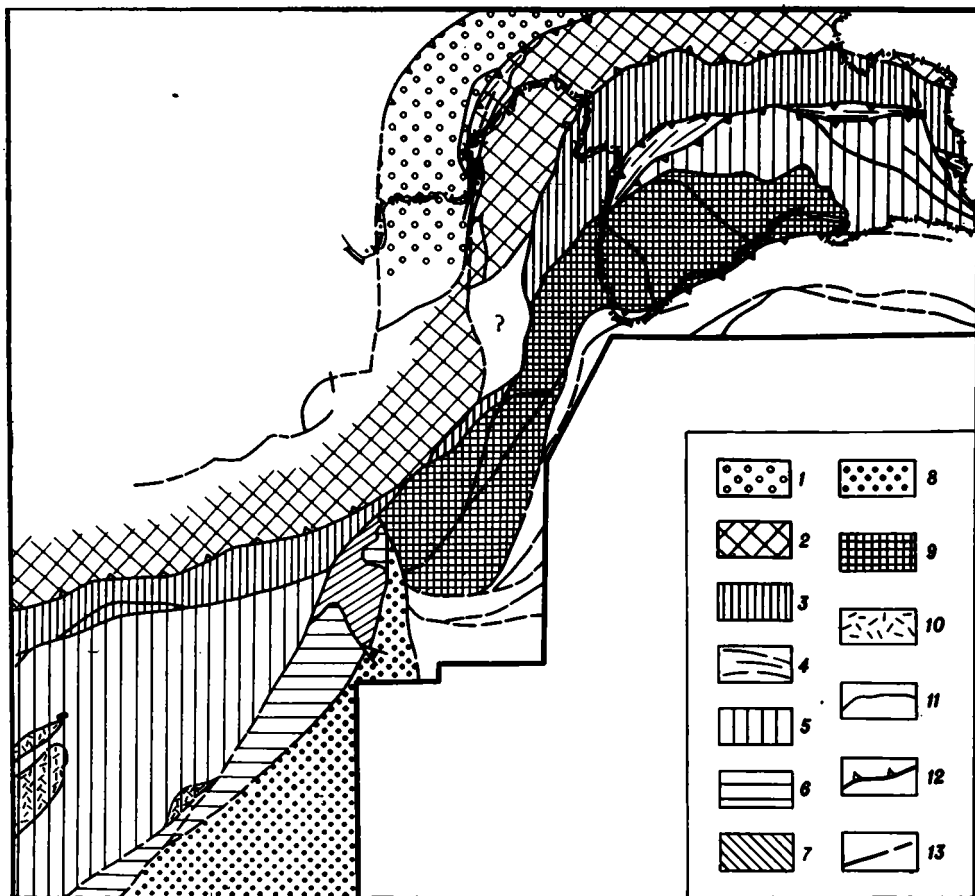


Рис. 52. Схема расположения основных тектонических зон Памира и Афганистана

Зоны: 1 - Дарваз-Заалайская; 2 - Северного Памира и Гиндукушская; 3 - Центрального Памира и Фарахрудская; 4 - Рушанско-Пшартская; 5 - Юго-Восточного Памира и Гильмендская; 6 - Газнийская; 7 - Кабульская; 8 - флишевый трог юго-восточного Афганистана; 9 - метаморфический комплекс; 10 - площади распространения меловых отложений в Фарахрудской зоне; 11 - стратиграфические контакты; 12 - межзональные разломы на Памире и Гиндукушский надвиг; 13 - крупнейшие разломы

чем на Юго-Восточном Памире, но литологический состав тех и других почти аналогичен, как аналогично и их структурное положение. Правда, в Гильманской зоне не зафиксировано меловой вулканической деятельности.

К неогену здесь условно отнесены конгломераты с песчано-известковым цементом красновато-бурой окраски и прослоями и линзами песчаников. Они похожи на палеогеновые и некоторые верхнемеловые конгломераты Юго-Восточного Памира. А эффузивы, сходные по составу и последовательности образования с меловыми вулканическими породами Юго-Восточного Памира, считаются либо эоценовыми, либо позднеэоценовыми - раннечетвертичными (Кочетков и др., 1972). Однако близкие по петрохимическим параметрам к эффузивам интрузивные породы, в том числе те, которые могут являться их корневыми телами, одними исследователями относятся к позднему мелу - палеоцену и эоцену - олигоцену (Кочетков и др., 1972), а другими - к границе олигоцена и миоцена (Ganss, 1970). Комплексы этих гранитоидов по очередности становления и набору пород аналогичны встречающимся на Юго-Восточном Па-

мире. Главное их отличие заключается в более молодом возрасте, в том числе и по радиометрическим данным: 97–85 млн. лет для раннего комплекса субшелочных гранитоидов и 77–50 млн. лет для основной массы гранодиоритов и гранитов (Кочетков и др., 1972).

Таким образом, несмотря на некоторую противоречивость данных по магматизму, налицо несомненное сходство в развитии Юго-Восточного Памира и Гильмендской зоны.

О морфологии структур в этой зоне что-либо определенное в настоящее время сказать трудно, за исключением того, что они в целом имеют северо-восточное простирание.

Северное окончание мезозойских структур зоны сейчас находится в 500 км к югу от зоны Юго-Восточного Памира, так как они как будто выклиниваются примерно на широте Мукура, к северо-востоку от которого развиты только более древние породы.

Вследствие этого характер сочленения Гильмендской зоны с памирскими структурами неясен. Тем более что в расположенном восточнее районе от Газни – Гарлеца на юго-западе до окрестностей Кабула на северо-востоке (Кабульская зона) широко распространены метаморфические породы докембрия (?), а палеозойские и мезозойские образования представлены только карбонатной толщей перми – верхнего мела, соседствующей с палеоцен-эоценовым флишем (Меннесье, 1963а; Ganss, 1970). Еще дальше на северо-восток, в Нуристане, флишевые образования тоже исчезают, и здесь большие площади сложены метаморфическими породами докембрия.

Следовательно, в северо-восточном направлении выклиниваются не только Гильмендская зона, но и "флишевый трог". Скорее всего это выклинивание происходит тектонически и связано с проявлением крупных горизонтальных перемещений. В пользу такого заключения говорит появление на границе Гильмендской зоны и "флишевого трога" характерных образований с офиолитами типа меланжа (Газнийская зона). А.В. Пейве (1969) связывает возникновение меланжа с формированием покровной структуры Альпийской складчатой области. Правда, выделивший здесь эти образования О. Гансс (Ganss, 1970) считает их краевой фашей флишевого трога и сравнивает с аналогичными отложениями в Гималаях. Сформировались эти породы, по его мнению, в палеоцене – начале эоцена.

Те же самые образования имеются в окрестностях Кабула. Здесь Г. Меннесье (1963а) обнаружил среди флиша сланцево-радиоляритовую серию с зеленоцветными основными эффузивами в основании и перидотитами сверху, которую он также считает эоценовой.

Следует подчеркнуть, что датировка этих толщ в обоих случаях основана главным образом на предположении о фациальном переходе их во флиш, хотя тектоника тех районов, где они распространены, во многом еще неясна.

Таким образом, вполне вероятно, что Гильмендская зона является аналогом меловой структуры Юго-Восточного Памира, а взаимное расположение обоих регионов в современной структуре является следствием проявления процессов альпийского тектогенеза.

К северо-востоку от Гильмендской зоны находится Фарахрудская зона (Славин, Мирзад, 1969). Граница между этими тектоническими единицами проходит по разлому, который может быть назван Хашрудским, так как он располагается непосредственно к северо-западу от реки с таким названием. К разлому приурочены тела серпентинитов и выходы разгнейсованных, катаклазированных и милонитизированных пород габбро-диорит-плаггиогранитового комплекса.

Внутреннее строение Фарахрудской зоны пока еще менее понятно, чем Гильмендской. Считается, что в основании ее распространены протерозойские отложения, перекрытые малоомощным средне-верхнепалеозойским чехлом. Мезозойские образования, включая нижнемеловые, состоят из терригенных флишеидных толщ с прослоями известняков. В юго-западной части зоны среди нижнемеловых отложений выделяется толща, сложенная в основании спилит-диабазовой серией пород, сменяющейся вверх по разрезу кремнистыми сланцами и яшмами,

а затем – кератофирами с прослоями терригенных и карбонатных пород. Возраст перечисленных образований определяется как готерив–барремский (Кочетков и др., 1972). Одновременно, по крайней мере в западной половине зоны, нижний мел сложен либо однообразными известняками ургонской фаши, либо более пестрыми по составу, но тоже преимущественно карбонатными породами (известняками, мергелями, доломитами). Эти породы залегают на разных горизонтах более древних, в том числе предположительно нижнемезозойских, образований с размывом и несогласием (Меннесье, 1963б), имеют небольшую (до 400 м) мощность и, по-видимому, апт–альбский возраст. Характер перехода между указанными разнофашиальными комплексами пока неясен. Вероятно, они принадлежат к разным структурно–фашиальным подзонам (зонам?). Верхнемеловые отложения представлены в основном известняками, а также пестрыми мергелями и песчаниками. Они лежат на нижнемеловых породах согласно, либо с конгломератами в основании.

Эоценовые образования состоят из конгломератов и песчаников и мощной вулканогенной толщи. Последняя в основании сложена зеленовато–серыми андезит–базальтами, а сверху – риолитами (Popol, Tromp, 1954; Кочетков и др., 1972).

В Фарахрудской зоне присутствуют незначительные по площади интрузии субшелочных гранитоидов позднемелового возраста (100 млн. лет) и пространственно связанные с эффузивами эоцена и рвущие их гранитоиды, относимые к эоцен–олигоцену (Кочетков и др., 1972).

Наличие флишоидных и карбонатных меловых отложений, песчано–конгломератовых и особенно вулканогенных образований эоцена указывает на большое сходство в развитии этой зоны на данных отрезках времени с синхронным развитием Центрального Памира. Однако между ними имеются и заметные различия (проявление нижнемелового вулканизма и незначительные масштабы гранитоидного магматизма). По-видимому, эти различия объясняются индивидуальными особенностями тектонической обстановки, существовавшей здесь в мелу и палеогене, связанными, возможно, с разной интенсивностью, а может быть, и с направленностью движений, происходивших в это время.

Последнее заключение следует из морфологии структур в меловых и палеогеновых отложениях, распространенных в северных предгорьях Гиндукуша, о чем более подробно будет сказано ниже.

Морфология структур Фарахрудской зоны неясна. В целом, как и в Гильмендской зоне, они, по-видимому, простираются на северо–восток. На севере зона ограничена линией Парапамизского надвига (Славин, Мирзад, 1969). На востоке она выклинивается примерно в районе Панджао. Северная граница Фарахрудской зоны находится приблизительно в 420 км к югу от северной границы западной половины Центрального Памира.

К северу от Парапамизского надвига располагаются структуры Гиндукуша и его северных предгорий, которые по своему развитию в палеозое и мезо–кайнозое близки к структурам Северного Памира и Дарваз–Заалайской (внешней) зоны (Колчанов, 1969). Только в завершающие этапы тектогенеза обнаруживаются резкие различия в поведении обеих зон. В Афганистане не произошло той интенсивной деформации мезо–кайнозойских отложений, которая наблюдается в Дарваз–Заалайской (внешней) зоне и связана с надвиганием на север палеозойских толщ Памира. В миоцене Гиндукуш, вероятно, выступал уже в качестве достаточно жесткого упора, под который, возможно, пододвигались расположенные к югу структуры. Поэтому его южная граница сейчас, как уже упоминалось, располагается на 400 км южнее соответствующей границы Северного Памира.

Следовательно, в Афганистане можно обнаружить аналоги почти всех тектонических зон Памира, отстоящих от последнего к югу на 400–500 км. Неизвестно пока только аналогов Рушанско–Пшартской зоны. Однако ее структуры вполне могут быть найдены внутри слабо изученной Фарахрудской зоны.

Так как зоны Памира не протягиваются в Афганистан, а слепо обрываются в метаморфических толщах Бадахшана и Нуристана, то весьма вероятно, что

их современное относительное расположение обусловлено латеральным смещением на расстояние минимум 400–500 км. Сейчас неясно, произошло ли это смещение только за олигоцен–неогеновое время или представляет собой суммарный эффект тектонических движений в течение мела и кайнозоя. Чтобы понять это, необходимы более детальные сравнительно–тектонические исследования в Центральном и Восточном Афганистане. За сравнительно стабильный репер, относительно которого можно оценивать величину горизонтальных перемещений, может быть принята расположенная к северу от Парапамизского надвига область распространения палеозойских структур Гиндукуша.

Такое исследование, очевидно, позволило бы вскрыть закономерности формирования в пространстве и времени "синтаксиса" северо–западных Гималаев (Wadia, 1931) – одной из наиболее грандиозных и примечательных структур Средиземноморского пояса.

Следовательно, сравнение с некоторыми районами Альп, Болгария, Ирана и Афганистана показывает, что особенности мел–палеогенового тектонического развития Памира не являются уникальными, так как их элементы можно обнаружить и в других районах Альпийской складчатой области.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая изложенное выше и принимая во внимание время завершения формирования основных черт современной альпинотипной структуры Памира и сопровождавшие его процессы магматизма и метаморфизма, этот регион следует считать частью Альпийской складчатой области. На востоке он отделяется от герцинид Куньлуня Памиро-Каракорумской зоной сдвигов, а на севере — от герцинид Тянь-Шаня зоной Вахшского надвига, по И.Е. Губину (см. рис. 1 и 2). Следовательно, в меловом периоде Памир, как и другие районы Альпийской складчатой области, вступил в завершающую (позднюю) стадию главного геосинклинального этапа (Муратов, 1963) своей тектонической истории, продолжавшуюся до олигоцена. С олигоцена начался заключительный (орогенный) этап развития, на первой стадии которого закончилось образование основных черт покровно-складчатой структуры Памира, а во вторую стадию (с конца миоцена) появились наложенные межгорные впадины.

Тектонические движения на границе юрского и мелового периодов, вероятно, затруднили связь бассейнов седиментации с открытым морем. Это могло быть результатом нагромождения покровных пластин или общего воздымания территории под постоянно нарастающим давлением "Джеламского клина" Индостанской платформы. Подобная тектоническая обстановка, очевидно, препятствовала образованию нормальных формаций заключительной стадии главного геосинклинального этапа и способствовала широкому распространению красноцветных и пестроцветных отложений.

Однако указанные движения не привели к консолидации земной коры, так как не сопровождались энергичным проявлением магматизма и метаморфизма. Не произошло "склероза" земной коры, и она в значительной степени сохранила те свойства, которыми обладала до мелового периода, особенно на Центральном и Юго-Восточном Памире и отчасти в Дарваз-Заалайской зоне.

Отмеченные выше особенности тектонического развития, по-видимому, и вызвали накопление на Памире своеобразных отложений, обладающих чертами как орогенных, так и платформенных образований, но одновременно отличающихся от тех и других. Наиболее ярко это своеобразие отразилось на меловых и палеогеновых породах. От платформенных отложений они отличаются пестротой состава разновозрастных осадков, присутствием вулканитов андезит-дацитового ряда, интенсивной дислоцированностью, в том числе участием в строении покровно-надвиговых структур, значительной степенью метаморфизма части пород. В то же время от орогенных отложений их отличает отсутствие значительных угловых несогласий в основании разрезов и высокая степень унаследованности развития седиментационных бассейнов в мелу и палеогене по отношению к подобным структурам в триасе и юре; широкое распространение карбонатной седиментации в позднемеловую эпоху; повышенная мономиктовость состава чисто обломочных пород, особенно заметная в гравелитах и конгломератах; единый план и стиль дислокаций в мел-палеогеновых и более древних, в том числе палеозойских породах.

Такое своеобразие строения и структурного положения заставляет отнести распространенные на Памире породы мела и палеогена к отложениям, которые М.В. Муратов (1971) предлагает рассматривать в качестве чехла основания срединных массивов. К чехлу основания, вероятно, относится и большая часть домеловых отложений, встречающихся в пределах Юго-Восточного и Центрального Памира, а также в Дарваз-Заалайской (внешней) зоне, так как они тоже обладают рядом особенностей, характерных для этих образований.

Широко распространенная на Юго-Восточном Памире терригенная толща каменноугольно-пермского возраста, несмотря на то, что она содержит некоторые черты аспидной формации, очевидно, представляет собой догеосинклинальный альпийский и сингеосинклинальный палеозойский чехол основания. Возможно, как это считает В.И. Дронов, в основании толщи залегают зеленые сланцы рифея, но строгих доказательств этого пока не обнаружено. Тем не менее существование более или менее консолидированного основания под всей площадью распространения пермо-карбонатов отложений заставляет подзревать их однообразное строение, а также кварцевый и кварц-полевошпатовый состав обломочных пород. Верхнепалеозойские образования Юго-Восточного Памира не могут быть отнесены к герцинской орогенной формации, так как они без перерыва и существенных несогласий сменяются близкими по литологии и фациям отложениями триаса, а их формирование не сопровождалось разновозрастным гранитоидным магматизмом, сколь характерным для орогенного этапа. Правда, не исключено, что они относятся к миктогеосинклинальным образованиям\*. С последними их сближает, в частности, наличие эффузивов спилит-кератофирового состава. Такая двойственность строения, по-видимому, объясняется формированием данного чехла на границе двух главных этапов в развитии Средиземноморского пояса - палеозойского и альпийского. Образование геосинклинального альпийского чехла, очевидно, началось с накопления карбонатно-кремнистых осадков поздней перми и продолжалось до конца эоцена, так как седиментационные бассейны на этом отрезке времени характеризовались высокой степенью унаследованности в развитии. Породы орогенного комплекса здесь, очевидно, появляются только с олигоцена.

В основании фанерозойских отложений Центрального Памира залегают в разной степени метаморфизованные доверхнекембрийские породы платформенного облика (Ружнецев, 1970б). Они перекрываются типичным догеосинклинальным альпийским или сингеосинклинальным палеозойским чехлом, среди которого в позднем девоне - среднем карбоне появились терригенные миеосинклинальные образования. В мезозое, очевидно, в связи с увеличением подвижности региона начали формироваться миеосинклинальные отложения. Различие в мощностях и составе при отсутствии существенных угловых несогласий вызывает предположение, что они образовались в более или менее изолированных прогибах, развивавшихся в значительной степени унаследованно по крайней мере до олигоцена. Постепенное увеличение темпа и размаха дифференциальных движений, сопровождавшееся вулканической деятельностью, отмечает появление миктогеосинклинальных условий седиментации в мезозое и палеогене на площади некоторых осадочных бассейнов. Наконец, с олигоцена на Центральном Памире начинается накопление орогенного комплекса.

В пользу существования сравнительно стабильного основания у Дарваз-Заалайской (внешней) зоны говорят отмеченные выше соображения о возникновении на ее месте поднятия в палеозое и состав верхнепермских отложений. Последние, очевидно, относятся к сингеосинклинальному палеозойскому чехлу основания. С триаса начинается образование сингеосинклинального альпийского чехла. Пестрый состав, большие мощности и присутствие андезит-базальтов в основании его разреза, по-видимому, связаны с промежуточным положением внешней зоны. На составе чехла отразилось, вероятно, влия-

\* Миктогеосинклиналями Ю.М. Пушаровский (1972) называет геосинклинальные зоны, в которых проявления вулканизма занимают от 10 до 50% времени их развития.

ние орогенических процессов в герцинской складчатой области Южного Тянь-Шаня и начальных этапов альпийского геосинклинального развития на Памире. Однако к середине юрского периода активность движений уменьшилась и с этого момента осадки постепенно становились близкими по составу к платформенным, не совпадая с ними все же по ряду признаков, как это было отмечено раньше. Указанное сходство резко нарушилось только в конце олигоцена, очевидно, в связи с началом альпийского орогенеза.

Таким образом, в рассмотренных тектонических зонах Памира присутствуют только миеосинклинальные (миктогеосинклинальные) отложения чехла основания срединных массивов, но до сих пор не установлены типичные эвгеосинклинальные породы мезозоя.

Возможно, в результате энергичного проявления процессов покровообразования на заключительной стадии формирования современной структуры эвгеосинклинальные отложения начального этапа мезозойского развития на Памире оказались перекрытыми и реликты их сейчас могут быть обнаружены только в пределах Рушанско-Пшартской зоны.

Тектоническое развитие в создавшихся условиях, очевидно, благоприятствовало весьма широкому проявлению процессов гранитоидного магматизма и молодого метаморфизма и образованию мощнейшей (до 70 км) коры в этом районе.

Отмеченные выше различия в тектонической истории Памира и Тянь-Шаня в мезо-кайнозойе позволяют наметить те критерии, по которым можно разделить области альпийской складчатости памирского типа и регионы эпиплатформенного орогенеза.

Для альпийской складчатой области характерны: 1) значительная степень унаследованности в развитии меловых и палеогеновых структур по отношению к юрским и триасовым; 2) единый план дислокаций для верхнепалеозойских и мезозойско-палеогеновых образований; 3) господство альпийотипных дислокаций (в том числе наличие тектонических покровов), в строении которых участвуют мезозойские и палеогеновые отложения; 4) широко проявленный молодой (меловой - третичный) гранитоидный интрузивный магматизм, в том числе батолитовый, и метаморфизм, затрагивающий породы мезозоя и палеогена; 5) позднегеосинклинальный (андезитовый) характер вулканизма.

Для эпиплатформенного орогена типичны: 1) резко наложенный характер структур, образованных породами мезозоя и палеогена по отношению к структурам предшествующих этапов; 2) отсутствие альпийотипных дислокаций в отложениях мезозоя и палеогена (особенно покровного типа); 3) отсутствие послепалеозойского синкинематического и позднеорогенного гранитоидного магматизма (особенно батолитового); 4) слабое проявление и платформенный (базальтовый) характер вулканизма.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что Памир является альпийским складчатым сооружением, как это совершенно справедливо показано на Тектонической карте Евразии (1966), составленной под редакцией А.Л. Яншина. Своеобразие его развития связано с индивидуальными особенностями тектонических процессов, происходивших в этой части Альпийской геосинклинальной складчатой области. Главной из таких особенностей, по-видимому, следует считать весьма интенсивное тектоническое скупивание, проявившееся на заключительных этапах развития Памира, которое в конечном счете определило стиль его современной структуры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акрамов М.Б. 1967. Об абсолютном возрасте Кударинского и Хаврездаринского интрузивов (Центральный Памир). - Докл. АН Тадж.ССР, т. 10, № 7.
- Андреева Т.Ф., Дронов В.И. 1972. Памирская геосинклинальная область. - В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М., "Недра".
- Архипов И.В., Швольман В.П. 1966. Тектоника Северного Памира и Западного Куэнь-Луния (к вопросу о Памиро-Куэнь-Лульской дуге). - Сов. геология, № 10.
- Афиногенова Л.Н. 1968. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира. - Сов. геология, № 11.
- Баранов И.Г. 1934. Геологическое строение юго-восточной части Рангульского района. - В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. Л., Изд-во АН СССР.
- Баранов И.Г., Глазунов В.С. 1937. Река Бартанг. - В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Баратов Р.Б. 1966. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе.
- Бархатов Б.П. 1959. Схема структурно-тектонического районирования Памира. - Уч. зап. ЛГУ, № 268, серия геол. наук, вып. 10.
- Бархатов Б.П. 1961. Принципы тектонического районирования Памира. - Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Бархатов Б.П. 1963. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ.
- Бархатов Б.П. 1966. К геологии Кумаонских Гималаев и некоторые соображения о геологическом развитии Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука".
- Бархатов Б.П. 1971. Тектоническое районирование, основные этапы развития альпийского складчатого пояса и его северного обрамления. - Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Бархатов Б.П., Мельник Г.Г. 1964. Тектоника Памира. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".
- Беляева Р.Т., Шостацкий А.Н. 1969. О выделении гранитоидов Рушанского хребта из состава башгумбесского комплекса. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 12, № 5.
- Беляевский Н.А. 1947а. К геологии Кара-Корума. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Беляевский Н.А. 1947б. Основные черты стратиграфии Западного Куэнь-Луния. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Беляевский Н.А. 1949. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луния. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Беляевский Н.А. 1965. Основные черты геологии Кара-Корума. - Сов. геология, № 1.
- Бобцова Н.Н. 1959. Меловые отложения юго-восточного Таджикистана. - В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.
- Богданович К.И. 1891а. Геологические исследования в Восточном Туркестане. - В кн.: Труды Тибетской экспедиции 1889-1890 гг. под начальством М.В. Певцова, ч. 2. СПб.
- Богданович К.И. 1891б. Северо-Западный Тибет, Куэнь-Луень и Кашгария. - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 27, вып. 6.
- Борнеман Б.А. 1940. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент.
- Буданова К.Т. 1964. К геологии палеогеновых континентальных отложений Юго-Западного Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Буданов В.И. 1964. Основные черты истории развития магматизма Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.



- Буданов В.И., Дронов В.И. 1964. К характеристике послейнверсионных вулканогенных формаций Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Буданов В.И., Боршевский Б.А., Гаврилов Е.Я. 1964. Новые данные по абсолютному возрасту Ванч-Язгулемского гранитоидного комплекса. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Буданов В.И., Месхи А.М., Крылов А.Я. 1964. Новые определения абсолютного возраста некоторых магматических и метаморфических комплексов Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. - Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Васильев В.А. 1966. Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе.
- Виноградов А.Д., Марковский А.П. 1951. Объяснительная записка к геологической карте листа J-43 (Памир). М., Госгеолгиздат.
- Власов Н.Г. 1959. Геология юго-западного Дарваза. - Труды Ленингр. об-ва естествоисп., т. 70, № 1.
- Власов Н.Г. 1961. Основные черты доюрской истории юго-западного Дарваза. - В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Власов Н.Г. 1969. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., Изд-во ЛГУ.
- Власов Н.Г., Гниловский Г.В. 1969. Докембрийские образования Северного Памира. - Докл. АН СССР, т. 189, № 1.
- Вонгаз Л.Б. 1956. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии. - Труды ВАГТ, вып. 2.
- Воскоянц Г.С. 1962. К стратиграфии юрских отложений Центральной структурно-фациальной зоны Памира. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 5, № 2.
- Воскоянц Г.С. 1963. К геологии головной части бассейна Сарезского озера. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Воскоянц Г.С., Дронов В.И. 1972. К вопросу о возрасте и строении сарезской свиты Центрального Памира. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 15, № 4.
- Вялов О.С. 1943. О взаимоотношении Памира и Алая. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, серия геол., № 2.
- Вялов О.С. 1945. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии. - В кн.: Труды Первой средне-азиатской нефтяной конференции, 1941г. Ташкент.
- Геология СССР. 1954, т. 30, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.
- Горанов А.Л., Боянов Ив. 1968. Младодопалеогенские магматиты. - В кн.: Стратиграфия на България. София, "Наука и изкуство".
- Григорьев А.В. 1958. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны. - Труды ВАГТ, вып. 4.
- Губин И.Е. 1940. Геологическая граница между Памиром и Алаем. - М.-Л., Госгеолтехиздат.
- Губин И.Е. 1943. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования). - Изв. Тадж.фил. АН СССР, серия геол., № 2.
- Губин И.Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Геология и сейсмичность. М., Изд-во АН СССР.
- Гумбольдт А.фон. 1915. Центральная Азия. Исследования о цепях гор и по сравнительной климатологии, т. 1. Пер. с франц. П.И. Бородзича. Под ред. Д.Н.Анучина. М.
- Гущин Б.М. 1966. О каменноугольных отложениях Юго-Восточного Памира. - Докл. АН СССР, т. 168, № 2.
- Гущин Б.М. 1969. Ярское расчленение каменноугольных отложений Юго-Восточного Памира. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 12, № 6.
- Дмитриев Э.А., Агеева А.И., Павлова Г.Н. 1969. Возможность датировки щелочных пород по лейциту. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста (тезисы докл. XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций). М., "Наука".
- Дмитриев Э.А., Буданов В.И., Боршевский Ю.А., Гаврилова Е.Я. 1964. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Дронов В.И. 1962. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира. - Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 2.
- Дронов В.И. 1963а. Бартангский комплекс. - Сов. геология, № 3.
- Дронов В.И. 1963б. О кембрийских отложениях в Центральном Памире. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 6, № 3.
- Дронов В.И. 1964. О южной границе Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Дронов В.И. 1965. Нижнесилурийские отложения долины р.Козынды. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 8, № 4.

- Дронов В.И., Андреева Т.Ф., Кушлин Б.К. 1964. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. - В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных бистратиграфических провинций. Междунар. геол. конгресс, XX сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а. М., "Недра".
- Дронов В.И., Левен Э.Я. 1961. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. - Сов. геология, № 11.
- Дронов В.И., Левен Э.Я. 1971. Новые данные о пермских отложениях Центрального Памира. - Изв. вузов, геол. и разведка, № 3.
- Дюфур М.С. 1961. О границе структур Куэньлуня и Каракорума на Памире (о главной тектонической линии Памира). - В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Дюфур М.С. 1962. Геологическое развитие Центрального Памира. - Вестн. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
- Дюфур М.С. 1972. Основные черты тектоники Центрального Памира. - Геотектоника, № 3.
- Дюфур М.С., Дронов В.И., Кушлин Б.К. 1958. К стратиграфии триаса Юго-Восточного Памира. - Докл. АН СССР, т. 123, № 3.
- Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. 1968. Органические остатки в метаморфических породах Восточного Памира. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. 1970. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л., Изд-во ЛГУ.
- Дюфур М.С., Руженцев С.В., Швольман В.А. 1965. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. - Геотектоника, № 6.
- Дюфур М.С., Швольман В.А. 1972. К геологии бассейна р. Западный Пшарт (Центральный Памир). - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Жерденко А.К. 1933. Месторождения Язгулема, Бартанга и Кудары. - В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1933 г. Л., Госхимтехиздат.
- Захаров С.А. 1969. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. - В кн.: Неотектоника и сейсмо-тектоника Таджикистана. Душанбе.
- Захаров С.А. 1970. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе.
- Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А. 1964. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского сучивания). - В кн.: Гималайский и альпийский оро-  
генез. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра".
- Иванов Д.Л. 1883. (Письмо И.В. Мушкетову). - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 19, вып. 4.
- Иванов Д.Л. 1884а. Орографический характер Памира. - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 20, вып. 3.
- Иванов Д.Л. 1884б. Путешествие на Памир. - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 20, вып. 3.
- Иванов Д.Л. 1885. Что называть Памиром? - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 21, вып. 2.
- Иванов Д.Л. 1886. Краткий очерк о геологическом исследовании на Памире. - Зап. СПб. мин. об-ва, 2 серия, т. 22.
- Карапетов С.С. 1960. Стратиграфия силурийских отложений Центрального Памира. - Докл. АН СССР, т. 135, № 2.
- Карапетов С.С. 1961. Об отложениях ордовика и силура в районе перевала Ак-Байтал на Восточном Памире. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 4, № 1.
- Карапетов С.С. 1962. О тектонической границе между Центральным и Северным Памиром. - В кн.: Тезисы докладов Душанбинской сессии Второго Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе.
- Карапетов С.С. 1963а. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Карапетов С.С. 1963б. Стратиграфия каменноугольных отложений Акбайтальского района на Восточном Памире. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Карапетов С.С. 1963в. Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира. - Изв. Тадж.ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 3.
- Карапетов С.С. 1964а. О главной тектонической линии Памира. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".
- Карапетов С.С. 1964б. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Карапетов С.С., Воскоянц Г.С. 1962. Палеогеновые отложения Восточного Памира. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 5, № 3.
- Карапетов С.С., Довгаль Ю.М., Демин А.Н., Нагалева В.С., Мирзад С.Х., Котов А.Я. 1971. Основные черты стратиграфии бассейна р. Ар-гандаб (Центральный Афганистан). - Сов. геология, № 2.
- Карапетов С.С., Левен Э.Я. 1961. Новые данные о возрасте дарвазсары-кольских толщ на Памире. - Докл. АН Тадж.ССР, т. 4, № 6.

- Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В. 1963. К вопросу о расчленении мыттекинской свиты Северного Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Кириллов С.П. 1964. Вулканогенные образования Ванч-Дарвазской тектонической подзоны Центрального Памира. - Зап. Тадж.отд. Всес. мин. об-ва, вып. 2.
- Клунников С.И., Недзвецкий А.П., Виноградов П.Д. 1936. Геологическое строение Юго-Восточного Памира. - Труды Тадж.-Памирск. экспед. АН СССР, вып. 64. Труды Экспедиции 1934 г. Л., Госгеолтехиздат.
- Колчанов В.П. 1969. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша. Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. 1967. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Недра".
- Кочетков А.Я., Демин А.Н., Стажило-Алексеев Е.Ф., Чальня М.А., Довгаль Ю.М., Карапетов С.С., Соин И.И. 1972. Магматические образования Центрального Афганистана. - Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Крейденков Г.П., Распопин В.А. 1969. К вопросу о возрасте красноватых толщ Северного и Центрального Памира. - Докл. АН СССР, т. 189, № 4.
- Крейденков Г.П., Распопин А.Я., Фроленкова А.Я. 1970. Новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Северного и Центрального Памира. - Сов. геология, № 7.
- Крылов А.Я., Силян Ю.И. 1963. Абсолютный возраст пород Средней Азии. - В кн.: Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Кухтиков М.М. 1955. О так называемой геологической границе между Памиро-Алаем - Тянь-Шанем. - Учен. зап. Тадж. ун-та, т. 6. Труды фак. естеств. наук, вып. 1.
- Кухтиков М.М. 1956. Краевые разломы Памира и Дарваза. - Уч. зап. Тадж. ун-та, т. 12.
- Кушлин Б.К. 1963. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Кушлин Б.К. 1964. О возрасте Рушанско-Пшартского комплекса. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Левен Э.Я. 1959. Пермские отложения Центрального Памира. - Докл. АН СССР, т. 128, № 2.
- Левен Э.Я. 1960. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. - Изв. вузов, геол. и разведка, № 11.
- Левен Э.Я. 1963. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Левен Э.Я. 1964. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Левен Э.Я. 1965. Новые данные о пермских отложениях бассейна р.Зулум-Арт на Северном Памире. - Изв. вузов, геол. и разведка, № 2.
- Левен Э.Я. 1971. Новые данные о пермских отложениях Дарваза. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Левен Э.Я. 1974. Биостратиграфия верхнего палеозоя юго-западного Дарваза. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Левен Э.Я., Романько Е.Ф. 1960. О палеогеновых отложениях на Памире. - Докл. АН СССР, т. 134, № 3.
- Левен Э.Я., Кафарский А.Х. 1965. О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Леонов Н.Н. 1961. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР.
- Лоскутов В.В. 1964. О "третичных" отложениях Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Лутков В.С., Аверьянов Г.С., Козырев В.И. 1971. Интрузивные комплексы Северного Памира и их геохимические особенности. - Сов. геология, № 2.
- Лутков В.С., Беляева Р.Т., Асриев Ю.Б., Авгеева А.И., Павлова Г.Н. 1969. Новые данные по геолологии гранитоидных формаций Северного Памира. - Докл. Тадж.ССР, т. 12, № 4.
- Марковский А.П. 1936. О взаимоотношениях Памира и Тянь-Шаня. - В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Меннесье Г. 1963а. Геологические наблюдения в горах Кабула. - Сов. геология, № 7.
- Меннесье Г. 1963б. Стратиграфический справочник. Афганистан, М., ИЛ.
- Месхи А.М. 1964. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Месхи А.М., Тадждинов Ж.С. 1966. Вулкано-плутонические формации мезокайнозойского складчатого пояса Памира. - В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. 1968. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. - В кн.: Орогенетические пояса. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3, М., "Наука".

- Муратов М.В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Муратов М.В. 1965. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. - Геотектоника, № 6.
- Муратов М.В. 1971. Чехол основания срединных массивов. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Муратов М.В., Архипов И.В. 1961. О тектоническом положении Памира в системе складчатых сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4.
- Муратов М.В., Хайн В.Е. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. - В кн.: Орогенитические пояса. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., "Наука".
- Мушкетов Д.И. 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. - Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 10.
- Мушкетов И.В. 1915. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г., т. 1, ч. 1. Изд. 2-е доп. Пг.
- Наливкин Д.В. 1916. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. - Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 52, вып. 3.
- Наливкин Д.В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент - М.
- Наливкин Д.В. 1932. Обзор геологии Памира и Бадахшана. - Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 182.
- Наливкин Д.В. 1936. Палеогеография Средней Азии. - В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Наливкин Д.В., Чуенко П.П., Попов В.И., Юдин Г.Л. 1932. Геологическое строение Памира. - Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 182.
- Николаев В.А. 1936. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. - В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспед. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Николаев В.А., Вендланд К.Н. 1934. Материалы к петрологии Памира. - Труды Таджикской комплексной экспедиции АН СССР, вып. 7. Экспедиция 1932 г.
- Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И. 1936. Ледник Федченко и р. Таньмас (геологический очерк). - В кн.: Материалы по геологии Северного Памира. (Ледник Федченко и оз. Кара-куль). Л., Госгеолтехиздат.
- Пашков Б.Р. 1962. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира. - Изв. вузов, геол. и разведка, № 7.
- Пашков Б.Р. 1964. О возрасте отложенной зорабатской свиты в Центральном Памире. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар. и геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра".
- Петрушевский Б.А. 1940. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. - Труды ГИН АН СССР, вып. 8, серия геол., № 3.
- Петрушевский Б.А. 1961. Некоторые особенности тектоники Памира. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4.
- Попов В.И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент.
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. - Труды ГИН АН СССР, вып. 234.
- Резвой Д.П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов.
- Резвой Д.П. 1961. Некоторые соображения о геологическом развитии Гималайской части Тетиса. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7-8.
- Резвой Д.П. 1964. О великом георазделе Азиатского материка. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез, Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра".
- Ренгартен В.П. 1934. Заалайский хребет (геологические наблюдения при пересечении Восточного Памира в 1932 г.). - Труды Таджикской комплексной экспедиции АН СССР, вып. 2. Экспедиция, 1932 г. Л.
- Ренгартен В.П. 1935. Геологическое строение района Мургаб - Истик на Восточном Памире. - Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР, вып. 22. Труды экспедиции 1933 г.
- Романько Е.Ф. 1963. Об установлении нижнекаменноугольных отложений в центральной части Северного Памира. - Изв. АН Тадж.ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 3 (12).
- Романько Е.Ф., Левен Э.Я., Таноров Э.А. 1961. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северного Памира. - Изв. АН Тадж.ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 1 (3).
- Руженцев С.В. 1962. Тектоника зоны сочленения Центрально-Памирского прогиба и Северо-Памирского поднятия. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Руженцев С.В. 1964. Музкольский метаморфический комплекс. - В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.

- Руженцев С.В. 1965. Тектонические покровы Музкольского хребта, Центральный Памир. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Руженцев С.В. 1968а. Тектонические покровы бассейна рек Кудара и Ташымас (Центральный Памир). — Докл. АН СССР, т. 181, № 2.
- Руженцев С.В. 1968б. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 192.
- Руженцев С.В. 1970а. Некоторые особенности формирования сорванных покровов. — Геотектоника, № 6.
- Руженцев С.В. 1970б. Тектоническая структура Ванчского хребта (Центральный Памир). — Докл. АН СССР, т. 190, № 1.
- Руженцев С.В., Швольман В.А. 1963. Восточно-Памирская зона сдвигов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Симаков С.Н. 1953. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. — Труды ВНИПРИ, новая серия, вып. 66. Палеонтолог. сб., № 1.
- Синицын В.М. 1955. Общая схема тектоники Восточной Азии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 2.
- Синицын В.М. 1956. Тектоническая природа дуги Куэнь-Луня. — Докл. АН СССР, т. 106, № 5.
- Синицын В.М. 1957. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В.М. 1959. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). — Учен. зап. ЛГУ, серия геол. наук, № 268, вып. 10.
- Славин В.И., Мирзэд С.Х. 1969. Тектоническое районирование Афганистана. — Сов. геология, № 4.
- Смирнов Л.Н. 1955. Структурные соотношения нефтегазоносных бассейнов юга Средней Азии. — Новости нефт. техн. Нефтепромысловое дело, вып. 9.
- Сорокин Ю.А. 1961. О палеозойских геотектонических подзонах Внутреннего Дарваза. — Изв. АН Тадж.ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4 (6).
- Сорокин Ю.А. 1963. О возрасте и составе саухсайской свиты. — В кн. Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе.
- Таджидинов Х.С. 1963. К стратиграфии бартангского вулканогенного комплекса. — Изв. АН Тадж.ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 3 (12).
- Таджидинов Х.С. 1964. О возрасте бартангской вулканогенной формации (Западный Памир). — Докл. АН Тадж.ССР, т. 7, № 2.
- Таджидинов Х.С. 1968. Магматизм и некоторые геохимические особенности магматических образований мезо-кайнозойской складчатости системы Центрального Памира. — В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе.
- Таджидинов Х.С. 1969. О возрасте пород Сохчарвской группы интрузивов (Западный Памир). — Докл. АН Тадж.ССР, т. 12, № 6.
- Тектоническая карта Евразии. 1966. М-б 1:5 000 000. Под ред. А.Л. Яншина и др. М., Изд. ГУГК.
- Трюмпи Р. 1965. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., "Мир".
- Фроленкова А.Я., Эгамбердыев М., Юртаев Ю.С. 1969. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Памира. — Узб. геол. ж., № 4.
- Хабаков А.В. 1933. Восточная часть Музкольского хребта. — В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л., Госхимтехиздат.
- Хаин В.Е. 1969. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ, № 2.
- Халилов М.Х. 1966. Некоторые новые данные по абсолютному возрасту гранитоидных массивов Западного Памира. — Докл. АН Тадж.ССР, т. 9, № 5.
- Халилов М.Х. 1968. Абсолютный возраст гранитоидных массивов юго-западной части Рушанского хребта по данным К-Аг-метода (Западный Памир). — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Халилов М.Х. 1969. Об абсолютном возрасте гранитоидных массивов юго-западной оконечности Рушанского хребта по данным оптического метода. — Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Халилов М.Х., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. 1966. Об абсолютном возрасте Джамакского интрузива. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Чернер Э.С. 1974. К геологии Каракульской зоны (Северный Памир). — Докл. АН Тадж. ССР, т. 17, № 2.
- Чуенко П.П. 1933. Западная часть Музкольского хребта. — В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л., Госхимтехиздат.
- Чуенко П.П. 1934. К стратиграфии мезозоя Памира. — Труды Таджикской комплексной экспедиции. АН СССР, вып. 2. Экспедиция 1932 г. Л.
- Шанин Л.Л., Иванов И.Б., Лицарев М.А., Гольцман Ю.В., Баиров Э.Д. 1969. О возрасте метаморфических пород ванханской серии (Юго-Западный Памир). — Докл. АН СССР, т. 189, № 4.
- Швольман В.А. 1964. О книге П.Н. Леонова "Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны". — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

- Швольман В.А. 1971. Структурное положение меловых и палеогеновых отложений Сарыкольского хребта на Юго-Восточном Памире. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 4.
- Штеклин Дж. 1966. Тектоника Ирана. — Геотектоника, № 1.
- Юдин Г.Л. 1931. Материалы по геологии долины р.Бартанг. — Труды Памирской экспедиции АН СССР, вып. 7. Экспедиция 1928 г. М.—Л.
- Юдин Г.Л. 1932. О геологическом строении Центрального Памира. — Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., т. 51, вып. 41.
- Argand E. 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. — *Eclogae géol. helv.*, v. 14, N 1.
- Ellenberger F. 1952. Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. — *Compt. rend. Soc. géol. France*, fasc. 15.
- Ganss O. 1964. Zur geologischen Geschichte der Belutschistan-Indus-Geosinklinalen. — *Geol. Jahrb.*, v. 82.
- Ganss O. 1970. Zur Geologie von Südost-Afghanistan. — *Beih. Geol. Jahrb.*, H.84.
- Gočev P.M. 1970. The Senonian complex in Srednogorie Zone. — Докл. Болг. АН, № 8.
- Hayden H.H. 1916. Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and Pamir. — *Rec. Geol. Surv. India*, v. 45, N 14.
- Kaever M. 1967. Verbreitung und Fazies der oberkretazischen und tertiären Sedimente in Ost-Afghanistan. — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, H. 4.
- Kleibelsberg R. 1922. Beiträge zur Geologie Westturkestans. (Ergebnisse der Expedition des deutschen und österreichischen Alpenvereins im Jahre 1913). Innsbruck.
- Machatschek F. 1921. Landeskunde von Russischen Turkestan. — Stuttgart.
- Popol S.A., Tromp S.W. 1954. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. — *Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., ser. B*, bd 57, N 3.
- Ramsay J.G. 1964. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. — *Proc. Geologists Assoc.*, v. 74, pt 3.
- Richtshofen F. 1877. China. Ergebnisse einiger Reisen und darauf gegründeter Studien, Bd. 1, Berlin.
- Schardt H. 1898. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhom et les Klippes). — *Bull. Soc. vandoise sci. natir.*, v. 34, N 128.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, N 7.
- Terra H. 1932a. Geological investigation in the Western Kwen-lun and the Karakorum-Himalaya. — *Bull. Geol. Soc. China*, v. 11.
- Terra H. 1932b. Geologische Forschungen im western Kun-lun und Karakorum Himalaya. Berlin.
- Wadia D.N. 1931. The Syntaxix of the NW — Himalaya. — *Geol. geol. Surv. India*, v.65.
- Wellman H.W. 1966. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan. — *Geol. Rundschau*, Bd. 55, H. 3.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<u>Введение</u> . . . . .	3
<u>Глава первая</u>	
<u>Эволюция представлений о тектоническом положении Памира</u> . . . . .	5
<u>Глава вторая</u>	
<u>Основные структурные зоны Памира и их тектоническое развитие в домеловые периоды</u> . . . . .	15
<u>Глава третья</u>	
<u>Тектоническое развитие Дарваз–Заалайской (внешней) зоны в мелу и кайнозое</u> . . . . .	27
<u>Глава четвертая</u>	
<u>Тектоническое развитие Юго–Восточного Памира в меловом и палеогеновом периодах</u> . . . . .	31
Типы разрезов меловых и палеогеновых отложений и их положение в современной структуре . . . . .	–
Вводные замечания . . . . .	–
Ункурдаванский тип разреза . . . . .	34
Куртекинский тип разреза . . . . .	36
Кызылтекинский тип разреза . . . . .	39
Шиндйский тип разреза . . . . .	41
Кызылрабатский тип разреза . . . . .	44
Тешикташский тип разреза . . . . .	48
Стратиграфические комплексы и обоснование их возраста . . . . .	59
Фаши меловых и палеогеновых отложений . . . . .	62
Вводные замечания . . . . .	–
Фаши отложений нижнего мела . . . . .	–
Фаши отложений низов верхнего мела . . . . .	66
Фаши отложений верхов верхнего мела . . . . .	69
Фаши отложений эоцена . . . . .	72
Фаши отложений олигоцена (возможно, с низами миоцена) . . . . .	74
Основные особенности тектонического развития Юго–Восточного Памира в меловом и палеогеновом периодах . . . . .	75
<u>Глава пятая</u>	
<u>Тектоническое развитие Центрального Памира в меловом и палеогеновом периодах</u> . . . . .	77
Типы разрезов меловых и палеогеновых отложений и их положение в современной структуре . . . . .	–
Вводные замечания . . . . .	–
Рангкульский тип разреза . . . . .	80
Зорташский тип разреза . . . . .	87
Чабарангский тип разреза . . . . .	92
Пшартский тип разреза . . . . .	96
Даржомчский тип разреза . . . . .	107
Бартангский тип разреза . . . . .	111
Убагиский тип разреза . . . . .	115
Фаши меловых и палеогеновых отложений . . . . .	120
Вводные замечания . . . . .	–
Фаши отложений нижнего мела – сеномана . . . . .	–
Фаши отложений низов верхнего мела (турон – сантон) . . . . .	123
Фаши отложений верхов верхнего мела (кампан – маастрихт) . . . . .	125
Фаши отложений палеоцена – эоцена . . . . .	126
Фаши отложений олигоцена – миоцена . . . . .	130
Основные особенности тектонического развития Центрального Памира в меловом и палеогеновом периодах . . . . .	132
<u>Глава шестая</u>	
<u>История мезозойского и кайнозойского гранитоидного магматизма Памира</u> . . . . .	135

Глава седьмая	
<u>Сравнительная характеристика мелового и палеогенового развития Памира, Южного Тянь-Шаня и некоторых районов более западных частей Альпийской складчатой области</u>	139
Роль мелового и палеогенового периодов в тектоническом развитии Памира	-
Сравнение мелового и палеогенового развития Памира и Южного Тянь-Шаня	-
Сравнение мелового и палеогенового развития Памира и некоторых районов более западных частей Альпийской складчатой области	142
<u>Заключение</u>	148
<u>Литература</u>	151

## CONTENTS

<u>Introduction</u>	3
Chapter first	
<u>Evolution of ideas about the tectonic position of the Pamirs</u>	5
Chapter second	
<u>The main structural zones of the Pamirs and their tectonic development in Pre - Cretaceous</u>	15
Chapter third	
<u>Tectonic development of the Darvaz-Zaalai (Outer) zone in Cretaceous and Cenozoic</u>	27
Chapter fourth	
<u>Tectonic development of the South-East Pamirs in Cretaceous and Paleogene</u>	31
Types of sections in Cretaceous and Paleogene deposits and their position in the recent structure	-
Introductory remarks	-
Unkurdavan type of sections	34
Kurteke type of sections	36
Kuzylteke type of sections	39
Shyndy type of sections	41
Kyzylrabat type of sections	44
Teshiktash type of sections	48
Stratigraphic complexes and substantiation of their age	59
Facies of Cretaceous and Paleogene deposits	62
Introductory remarks	-
Facies of Lower Cretaceous deposits	-
Facies of the lowermost Upper Cretaceous deposits	66
Facies of the uppermost Upper Cretaceous deposits	69
Facies of Eocene deposits	72
Facies of Oligocene deposits (probably with Miocene lowermost parts)	74
The main specific features of tectonic development of the South-East Pamirs in Cretaceous and Paleogene	75
Chapter fifth	
<u>Tectonic development of the Central Pamirs in Cretaceous and Paleogene</u>	77
Types of sections of Cretaceous and paleogene deposits and their position in the recent structure	-
Introductory remarks	-
Rangkul type of sections	80
Zortash type of sections	87
Chabarang type of sections	92
Pshart type of sections	96
Darzhomch type of sections	107
Bartang type of sections	111
Ubagn type of sections	115



Facies of Cretaceous and Paleogene deposits . . . . .	120
Introductory remarks . . . . .	-
Facies of Lower Cretaceous-Cenomanian deposits . . . . .	-
Facies of lowermost Upper Cretaceous deposits (Turonian-Santonian) . . . . .	123
Facies of uppermost Upper Cretaceous deposits (Campanian-Maestrichtian) . . . . .	125
Facies of Paleocene-Eocene deposits . . . . .	126
Facies of Oligocene-Miocene deposits . . . . .	130
Peculiarities of tectonic development of the Central Pamirs in Cretaceous and Paleogene . . . . .	132
Chapter sixth	
<u>History of Mesozoic and Cenozoic granitoid magmatism of the Pamirs . . . . .</u>	135
Chapter seventh	
Comparative characteristics of Cretaceous and Paleogene development of the Pamirs, South Tien-Shan and some regions of more western parts of the Alpine folded area . . . . .	139
The role of Cretaceous and Paleogene in tectonic development of the Pamirs . . . . .	-
Comparison of Cretaceous and Paleogene development of the Pamirs and South Tien-Shan . . . . .	-
Comparison of Cretaceous and Paleogene development of the Pamirs and some regions of more western parts of the Alpine folded area . . . . .	142
<u>Conclusion . . . . .</u>	148
<u>Bibliography . . . . .</u>	151

---

**Виктор Августович Швольман**

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАМИРА  
В МИРОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ**

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства Н.А. Никитина. Обложка художника В.Г. Виноградова  
Художественный редактор А.Н. Жданов. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 17/II - 1977 г. Т-03837. Усл.печ.л. 14,0. Уч.-изд.л. 15,1  
Формат 70 x 108<sup>3</sup>/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз. Тип. зак 1754

Цена 1 р. 57.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

---

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
160	11 стр.	мировом	меловом

1 p. 57 к.